

# **Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes**

## **Die Hochwasser der Sommermonate im Kontext der Klimageschichte Mitteleuropas**

**Dissertation zur Erlangung des  
naturwissenschaftlichen Doktorgrades  
(Dr. rer. nat.)  
der Universität Augsburg  
(Fakultät für Angewandte Informatik)**

**vorgelegt von  
Dipl. Geogr. Oliver Böhm  
aus Augsburg**

**Augsburg 2011**

**Erstgutachter: Prof. (apl.) Dr. Karl-Friedrich Wetzel**

**Zweitgutachter: Prof. Dr. Jucundus Jacobeit**

**Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juli 2012**

**für Connie, Lea und meine Eltern**

## Vorwort

Seit Menschengedenken stellt Hochwasser eine Gefahr und Bedrohung für die Anrainer jedweder Gewässer dar. Die schadensreichen Ereignisse der jüngeren Vergangenheit wie das Alpenhochwasser im August 2005, das Hochwasser an Elbe und Donau im Sommer 2002 und nicht zuletzt das katastrophale Oderhochwasser des Jahres 1997 sollen als rezente Beispiele für immer wiederkehrende Naturkatastrophen dienen. Die ersten schriftlichen Hinweise über schadens- und geschichtsträchtige Überflutungen gehen bis in die altbabylonische Epoche (2000 – 1600 v. Chr.), vertreten durch das Gilgamesch Epos, zurück. Dieses Werk zählt zu den ältesten überlieferten literarischen Werken der Menschheit und diente bereits der Bibel als Vorlage zu den Beschreibungen der Sintflut.

Die Projektidee für das dieser Arbeit zugrunde liegende DFG-Forschungsprojekt entstammt der Diplomarbeit des Autors, die sich mit der Hochwassergeschichte Augsburgs und seinen beiden die historische Stadt begrenzenden Flüssen Lech und Wertach auseinandergesetzt hat (vgl. Böhm 2004). Im Rahmen dieser Recherchen wurde ein weißer Fleck innerhalb der Hochwassergeschichte Deutschlands (Mitteleuropas) auffällig. Bis dato gab es keine systematische Aufbereitung der Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes. Noch während der Antragsphase wurde der Untersuchungsraum von einem in seiner statistischen Jährlichkeit herausragenden Ereignis heimgesucht. Das Alpenhochwasser 2005 hatte alle projektrelevanten Flüsse (Iller, Lech/Wertach, Isar, Inn/Salzach) betroffen. Extreme Niederschläge in den Einzugsgebieten von Iller, Lech, Loisach und Isar führten teilweise zu einer Wassersäule von über 200 mm in 72 Stunden. An einigen Pegelmesspunkten wurden Abflüsse gemessen, die 500-jährigen Ereignissen entsprechen (LfU Bayern 2007a, b).

Naturkatastrophen sind in den letzten zwei Dekaden verstärkt in den Fokus der Medienwelt gerückt. Die mediale Jagd nach Superlativen wie „Jahrhunderthochwasser“, „Jahrhundertsturm“ wird häufig mit den vieldiskutierten Auswirkungen des anthropogen bedingten Klimawandels sowie den anthropogenen Eingriffen in die Flusssysteme (auch Flächenversiegelung) in Verbindung gebracht. Jacobbeit et al. (2004) stellen die Frage, ob diese rezenten Hochwasserereignisse in einem längerfristigen Bezugsrahmen als außergewöhnlich zu erachten sind oder ob eine längerfristige Variabilität in Zusammenhang mit Schwankungen großräumiger atmosphärischer Zirkulation gebracht werden kann. Mudelsee et al. (2003) und Grünewald (2002) relativieren in diesem Zusammenhang die Bedeutung anthropogener Eingriffe in die Flusssysteme während des Auftretens extremer Hochwasserereignisse.

Diese Arbeit rekonstruiert die Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes und trägt dazu bei, die Hochwasserchronik Mitteleuropas räumlich auszuweiten und zusätzliche Erkenntnisse über die Klima- und Zirkulationsdynamik



hinsichtlich der Variabilität von Hochwasserereignissen zu liefern. Im Fokus dieser Arbeit stehen dabei besonders die Hochwasserereignisse der Sommermonate, die meteorologische Jahreszeit mit der größten Hochwasserwahrscheinlichkeit und Hochwasserdichte im Alpenvorland.

Innerhalb der Klimaforschung hat sich die Erkenntnis durchgesetzt, dass für eine abschließende Beurteilung vieler Fragekomplexe aktualistische Betrachtungen nicht ausreichen und sich Hochwasserchronologien als wichtige Klimaarchive erwiesen haben, da entstandene Schäden und die damit verbundenen finanziellen Belastungen zumeist dokumentiert wurden (vgl. Thorndycraft et al. 2003, Wanner et al. 2004, Glaser 2008).

Der grundlegenden „Feldarbeit“- Recherche historischer Hochwasserereignisse folgte deren Einbindung in eine GIS gekoppelte Datenbank (GIS = Geographisches Informationssystem). Neben semiquantitativen Verfahren zur Bewertung historischer Hochwasser und subjektiven Rekonstruktionen werden statistische Klima- und Zirkulationsanalysen sowie Zeitreihenanalysen zur Auswertung der Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes angewandt.

# **Inhaltsverzeichnis**

<b>Vorwort</b>	<b>IV</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>VI</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>XI</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>XXVI</b>
<b>Abkürzungen</b>	<b>XXIX</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Disziplingeschichte/Stand der Forschung</b>	<b>5</b>
<b>3 Untersuchungsgebiet</b>	<b>15</b>
<b>3.1 Physische Verhältnisse im BAV</b>	<b>15</b>
3.1.1 Geologische Verhältnisse	19
3.1.2 Hydrologische Verhältnisse	21
<b>3.2 Klima</b>	<b>30</b>
3.2.1 Allgemeine klimatische Verhältnisse	30
3.2.2 Klimatische Rahmenbedingungen	34
<b>3.3 Die Synoptik hochwasserrelevanter Wetterlagen</b>	<b>44</b>
3.3.1 Wetterlagen mit meridionalisierten Zugbahnen	47
3.3.2 Weitere hochwasserrelevante Witterungsbedingungen	55
3.3.3 Der nordostatlantisch/europäische Raum	57
<b>3.4 Die natürliche Flussdynamik und deren Veränderung durch anthropogene Eingriffe</b>	<b>59</b>
<b>4 Datengrundlage und Methoden</b>	<b>66</b>
<b>4.1 Die Datengrundlagen historischer Hochwasserereignisse</b>	<b>67</b>

4.1.1	Daten der deskriptiven Phase	67
4.1.1.1	Weikinn: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas	71
4.1.1.2	Schorn: Unveröffentlichte Naturwissenschaftliche Regesten Tirols	75
4.1.1.3	Weitere Datenquellen	76
4.1.2	Die Daten der frühen und modernen Instrumentenperiode (EIP/MIP)	78
4.1.3	Methoden zur Verifizierung der Daten (Quellenkritik)	87
4.1.4	Weitere Datensätze zur Analyse der Hochwassergeschichte	92
<b>4.2</b>	<b>Die Datenbank „Inundationes Bavariae Thesaurus“ (IBT)</b>	<b>94</b>
4.2.1	Klassifikation und Kodierung der deskriptiven Daten	94
4.2.2	Klassifikation und Kodierung der instrumentellen Daten	100
4.2.3	IBT – Aufbau	101
<b>4.3</b>	<b>Zeitreihen Generierung</b>	<b>103</b>
4.3.1	Entwicklung homogener Zeitreihen aus den Daten der deskriptiven und instrumentellen Phasen	103
<b>4.4</b>	<b>Datenanalyse</b>	<b>107</b>
4.4.1	Analyse der Zeitreihen	107
4.4.2	Subjektive Rekonstruktion historischer Witterungsfälle	112
4.4.3	Verfahren zur Analyse der Zirkulationsdynamik – Klassifikationsverfahren	127
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>133</b>
<b>5.1</b>	<b>Die räumliche Verortung der Hochwasserinformationen der Datenbank Inundationes Bavariae Thesaurus</b>	<b>134</b>
<b>5.2</b>	<b>Jahreszeitliche Differenzierung der Hochwasserereignisse des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete</b>	<b>139</b>

5.2.1 Die herausragende Bedeutung der Sommerhochwasser für das BAV	141
5.2.2 Jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse innerhalb der einzelnen Einzugsgebiete des BAV	142
<b>5.3 Subjektive Rekonstruktion historischer Witterungsfälle</b>	<b>144</b>
5.3.1 Beispiele rekonstruierter Witterungsfälle	145
5.3.2 Katalog zur Hochwassergeschichte des BAV	149
5.3.3 Exkurs Magdalenenflut 1342	151
<b>5.4 Analyse der Hochwassergeschichte des BAV in annueller Auflösung</b>	<b>153</b>
5.4.1 Zeitliche Entwicklung der Hochwassergeschichte in Kontext zur Klimavariabilität Mitteleuropas	154
5.4.2 Signifikanzanalyse der Mittelwertsverteilung der Zeitreihe „Hochwasser BAV“	165
5.4.2.1 Korrelation der Hochwasserzeitreihe „BAV Gesamtjahr“ und der Sonnenfleckenrelativzahl ab 1610	172
5.4.3 Räumliche Differenzierung der Hochwassergeschichte des BAV im Vergleich zu ausgewählten Teilräumen Mitteleuropas	174
<b>5.5 Analyse der Hochwasserzeitreihen der einzelnen Einzugsgebiete in annueller Auflösung</b>	<b>180</b>
5.5.1 Iller	181
5.5.2 Lech	183
5.5.3 Wertach	185
5.5.4 Isar	187
5.5.5 Inn	190
5.5.6 Salzach	195

<b>5.6 Räumliche Differenzierung der Hochwassergeschichte des BAV</b>	<b>198</b>
5.6.1 Korrelationen der Hochwasserfrequenzen der einzelnen Einzugsgebiete	203
<b>5.7 Analyse der Hochwassergeschichte des BAV für die Jahreszeit Sommer</b>	<b>205</b>
5.7.1 Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen für das BAV zwischen 1500 – 1658	205
5.7.2 Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster des BAV anhand klima- und zirkulationsbezogener Indizes zwischen 1500 – 1658	208
5.7.2.1 Zeitliche Entwicklung hochwasserrelevanter Zirkulationsmuster zwischen 1500 – 1658 für die separierten Monate Juni, Juli und August	214
5.7.2.2 Saisonale SLP-Luftdruckanomalie zw. den Jahren 1500 – 1658	216
5.7.3 Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen für das BAV zwischen 1659 – 1999	216
5.7.4 Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster für das BAV zwischen 1659 – 1999	220
5.7.5 Differenzierung der hochwasserrelevanten Zirkulationsdynamik im BAV für die Sommermonate Juni, Juli und August	232
5.7.6 Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster der Monate Juni, Juli und August für das BAV zwischen 1659 – 1999	236
5.7.7 Die Nordatlantische Oszillation in Kontext der Hochwassergeschichte des BAV während der Sommermonate	241
<b>5.8 Jahreszeitlich differenzierte Analyse der Hochwassergeschichte der einzelnen Einzugsgebiete des BAV</b>	<b>250</b>
5.8.1 Gegenüberstellung der hochwassergekoppelten SLP-Zirkulationsmuster der einzelnen Einzugsgebiete des BAV	250

5.8.2	Gegenüberstellung der hochwassergekoppelten 500 hPa-Niveau Zirkulationsmuster der einzelnen Einzugsgebiete des BAV	253
5.8.3	Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen für das Einzugsgebiet Iller zwischen 1500 – 1999 für die meteorologischen Jahreszeit Winter	256
5.8.4	Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster ausgewählter Einzugesgebiete des BAV	257
5.8.5	Exkurs: Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen der Einzugsgebiete außeralpiner und inneralpiner Inn im Vergleich	263
<b>5.9</b>	<b>Analyse der Hochwassergeschichte des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete nach der Wetterlagenklassifikation „Großwettertypen“</b>	<b>265</b>
<b>5.10</b>	<b>Die Hochwasserereignisse des BAV ab 1850 auf Basis täglich aufgelöster Klimakennwerte</b>	<b>275</b>
5.10.1	Häufigkeitsverteilung der Hochwasser des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete ab 1850	275
5.10.2	Differenzierung der Hochwassergeschichte anhand täglich aufgelöster SLP-Luftdruckfelder	277
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>287</b>
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	<b>294</b>

# Abbildungsverzeichnis

<b>3.1</b>	BRD 1:1.000.000, orohydrographische Ausgabe, Ausschnitt BAV (verändert nach Institut für Angewandte Geodäsie 1994)	15
<b>3.2</b>	Naturlandschaft Deutschlands (verändert nach Schulze 1982, S. 105)	18
<b>3.3</b>	Eintiefungsstrecke des Lechs in den Flinz bei Scheuringen bei Flusskilometer 70 im Jahr 1924 (BfW Bayern 1984, S. 20)	20
<b>3.4</b>	Mittlerer Jahresabfluss in Bayern 1961 – 1990 (verändert nach LfU Bayern 2010)	22
<b>3.5</b>	Mittlerer Anteil der Schneemenge an Gesamtniederschlag in Prozent (verändert nach Keller 1979, S. 19)	23
<b>3.6</b>	Zeitlicher Verlauf der täglichen Niederschlagshöhe im Donau-einzugsgebiet sowie der Schneedeckenhöhe auf der Zugspitze und auf dem Wendelstein im Mai 1999 (Rudolf & Simmer 2002, S. 12)	24
<b>3.7</b>	Mittlerer prozentualer Anteil des Schmelzwassers der Gletscher am Abfluss des Inns bei Oberaudorf (LRZ 2011)	25
<b>3.8</b>	Pardékoefizienten der Lechpegel Steeg, Lechbruck, Landsberg und Augsburg, Klimanormalperiode 1960 – 1999 (verändert nach Wilhelm 1992)	26
<b>3.9</b>	Langjähriges Mittel der Niederschlagsmengen Augsburg, Zeitreihe 1960 – 1990 (Stadt Augsburg 2009)	31
<b>3.10</b>	Mittlere Position der Druckkerne von Islandtief und Azorenhoch im Bodendruckniveau im Jahresverlauf (Wanner et al. 2000a, S.41)	36
<b>3.11</b>	Standardisierter NAOI für die Sommermonate (JJA, blaue Kurve) und der 31-jährige Trend (rote Kurve) für die Zeitreihe 1500 – 2000 (nach Luterbacher et al. 2002b)	37
<b>3.12</b>	Gegenüberstellung der standardisierten 31-jährigen gleitenden Mittel der NAO-Indizes für die Sommermonate (1822 bis 2000) nach Jones et al. 1997 (schwarze Kurve) und Luterbacher et al. 2002b (rote Kurve)	38

<b>3.13</b>	Vorstoß- und Rückzugsphasen der Zunge des Grossen Aletsch-Gletschers (verändert nach Wanner et al. 2000a)	39
<b>3.14</b>	Entwicklung der Starkniederschläge im hydrologischem Sommerhalbjahr nach relativem Trend (LfU Bayern 2008)	41
<b>3.15</b>	Entwicklung der Gebietsniederschlagshöhe im hydrologischem Winterhalbjahr nach relativem Trend (LfU Bayern 2008)	42
<b>3.16</b>	Trends der Häufigkeit von Starkregentagen (> 30 mm) für unterschiedliche Großwetterlagen für die Sommermonate der Zeitreihe 1891 – 2001 an der Bergwetterstation Hohenpeißenberg (Fricke & Kaminski 2002)	43
<b>3.17</b>	Zugstrassen barometrischer Minima für den Monat Juli (verändert nach van Bebbber 1891)	47
<b>3.18</b>	Schematische Darstellung der dynamischen Vorgänge bei einem Kaltfrontdurchgang mit Leezyklogense (Wanner et al. 2000a)	51
<b>3.19</b>	Typen der Leezyklogense (Pichler & Steinacker 1986)	52
<b>3.20</b>	Luftdruckverteilung am 22.08.2005. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)	54
<b>3.21</b>	3-Tages-Niederschlagssummen vom 21. bis 24.08.2005 (LfU Bayern 2006, S. 8)	54
<b>3.22</b>	Eisstoß am Hochablass Lech/Augsburg 1929 (Wegele 1974)	56
<b>3.23</b>	Anzahl der Sommertage (JJA) mit Trogwetterlagen zw. 1891 – 2001, Bergwetterstation Hohenpeißenberg (Fricke & Kaminski 2002)	58
<b>3.24</b>	Lechkorrektur bei Scheuringen, Situation vor Ausführung der Korrektur 1878 (LfW Bayern 1984, S. 11)	59
<b>3.25</b>	Wasserbauliche Eingriffe in die großen Wildflusslandschaften Mitteleuropas (verändert nach Müller 1991, S. 24)	63
<b>3.26</b>	Flutperimeter Lechhochwasser 1910 und 1983 (verändert nach LfW Bayern 1984 S. 30)	64
<b>3.27</b>	Auswirkungen des Forggenseespeichers auf den Hochwasserabfluss des Lechs in Augsburg im August 2005 (WWA Kempen 2010)	65



<b>4.1</b>	Originalhandzettel Weikinn (Börngen & Tetzlaff 2000 – 2007)	72
<b>4.2</b>	Originalhandzettel Schorn zu einem Hochwasserereignis im Jahr 1591 am Inn bei Hall i. T. (Photo Böhm 2008)	75
<b>4.3</b>	Lattenpegel-Messstelle Landshut-Birket/Isar am 10.05.1915 (Glasplattenbild, Archiv LfU München)	78
<b>4.4</b>	Tabellenblatt Wasserstand am Lechpegel Lechhauser Brücke, Mai 1851, Akt 1186: Pegel zu Lechhausen I. Band 16. Februar 1852 – 31. Dezb. 1871 (Photo Böhm 2008)	79
<b>4.5</b>	Pegelmessstelle Ettringen/Wertach Monatsmaxima nach Lattenpegelangaben (in cm), Zeitreihe 1826 – 1937	81
<b>4.6</b>	Pegelmessstelle Ettringen/Wertach Monatsmaxima hochpassgefilterter Lattenpegelangaben (in cm), Zeitreihe 1826 – 1937	82
<b>4.7</b>	Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit Lech/Augsburg nach unterschiedlichen Datengrundlagen 1800 – 1995 (blaue Kurve: deskriptive Daten; rote Kurve: Daten der EIP/MIP)	83
<b>4.8</b>	Vergleich der standardisierten 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenzen für die Datensätze: Augsburg deskriptiv (bis 1939), Augsburg EIP/MIP (ab 1826) und Landsberg EIP/MIP (ab 1826)	84
<b>4.9</b>	Überlappungszeiträume 1935 – 1937 und 1951 – 1953 der standardisierten Monatsmaxima „Wasserstand“ (grüne Kurve: Pegel Augsburg Lechhausen, blaue Kurve: Pegel Augsburg Hochablaß)	86
<b>4.10</b>	Überlappungszeitraum 1971 – 1973 nach standardisierten Pegelmesswerten. (grüne Kurve: Pegel Augsburg Lechhausen, blaue Kurve Augsburg u. d. Wertachmündung)	86
<b>4.11</b>	Diagramm: Transfer der Kernaussage „Hochwasser“ durch die Zeit aufgrund umweltpsychologischen Antriebs	91
<b>4.12</b>	31-jährige standardisierte gleitende Hochwasserhäufigkeit Lech (blaue Kurve)	109
<b>4.13</b>	SLP-Luftdruckverteilung Europa 09.06. – 16.06.1910 (nach Ansell et al. 2006)	115
<b>4.14</b>	Hochwasserverteilungsbild 13.- 16.06.1910	116

<b>4.15</b> SLP-Luftdruckverteilung Europa 24.05. – 31.05.1940 (nach Ansell et al. 2006)	117
<b>4.16</b> Niederschlagssummen in Bayern 29. – 31. Mai 1940 (LfW Bayern 2003)	118
<b>4.17</b> Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 09.07.1954. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000 mb (Kalnay et al. 2006)	119
<b>4.18</b> Niederschlagssummen in Bayern 07. – 11. Juli 1954 (LfW Bayern 2003)	119
<b>4.19</b> Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 20.07.1997. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000mb (nach Kalnay et al. 2006)	120
<b>4.20</b> Niederschlagsverteilung zum Oderhochwasser 1997 (Rudolf & Simmer 2002)	121
<b>4.21</b> Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 21.05.1999. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000mb (nach Kalnay et al. 2006)	121
<b>4.22</b> 72-stündige Niederschlagssumme vom 20. – 22.05.1999 (LfU Bayern 2007)	122
<b>4.23</b> Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 12.08.2002. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000mb (nach Kalnay et al. 2006)	123
<b>4.24</b> Verteilung der über 12 Tage akkumulierten Niederschlagshöhen für die Zeitspanne 01. – 13.08.2002 (Rudolf & Simmer 2002)	124
<b>4.25</b> Akkumulierte Niederschlagshöhen vom 6. bis 12. August 2002 (LfW Bayern 2002)	125
<b>4.26</b> Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 23.06.2009. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)	126
<b>4.27</b> Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 28.10.1824. Linke Seite: 500 mb, rechte Seite: 1000 mb (verändert nach Bürger et al. 2006)	127
<b>5.1</b> Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zw. AD 1200 und 1499	135
<b>5.2</b> Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zw. AD 1500 und 1658	136

<b>5.3</b>	Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zw. AD 1659 und 1849	137
<b>5.4</b>	Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zw. AD 1850 und 2008	138
<b>5.5</b>	Prozentuale jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse BAV, Zeitreihe 1300 – 2008 (links oben) und Oberlauf der Werra, Zeitreihe 1500 – 1900 (rechts unten) (Daten Werra verändert nach Deutsch et al. 2004)	139
<b>5.6</b>	Gegenüberstellung der standardisierten Zeitreihen der 31-jährigen gleitenden Mittel der Hochwasserfrequenz für das Gesamtjahr (blau) und Sommermonate (rot) zwischen 1500 – 1995	141
<b>5.7</b>	Gegenüberstellung der standardisierten Zeitreihen der 31-jährigen gleitenden Mittel der Hochwasserfrequenzen BAV Gesamtjahr (blau) und Sommermonate (rot) zwischen 1800 – 1995	142
<b>5.8</b>	Hochwasserverteilungsbild August 1501	146
<b>5.9</b>	Hochwasserverteilungsbild August 1661	147
<b>5.10</b>	Hochwasserverteilungsbild Oktober 1824	149
<b>5.11</b>	Hochwasserverteilungsbild Ende Juli Anfang August 1515	151
<b>5.12</b>	Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit BAV 1250 – 1995 für das Gesamtjahr	153
<b>5.13</b>	T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung im BAV für das Gesamtjahr	166
<b>5.14</b>	Standardisierte Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit (blaue Kurve), „Gesamtjahr BAV“ 1250 – 1995, ergänzt um das standardisierte 31-jährige gleitende Mittel des NAO-Indexes für das Gesamtjahr ab 1500 (grüne Kurve) (Daten NAO-Index nach Luterbacher et al 2002b)	167
<b>5.15</b>	31-jährige gleitende und standardisierte Häufigkeit der Hochwasserfrequenz des BAV (blaue Kurve) und der Sonnenfleckentaktivität ab 1610 (rote Kurve) (Daten Sonnenflecken verändert nach NOAA 2010)	173

<b>5.16</b> Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit der Iller zw. 1400 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)	181
<b>5.17</b> T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Iller für das Gesamtjahr	182
<b>5.18</b> Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit des Lechs zw. 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)	183
<b>5.19</b> T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung am Lech für das Gesamtjahr	184
<b>5.20</b> Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit der Wertach zw. 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)	186
<b>5.21</b> T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Wertach für das Gesamtjahr	186
<b>5.22</b> Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit an der Isar zw. 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)	188
<b>5.23</b> T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Isar für das Gesamtjahr	188
<b>5.24</b> Gegenüberstellung der 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit Gesamtjahr inneralpiner Inn (dunkelblaue Kurve) und außeralpiner Inn (hellblaue Kurve)	190

<b>5.25</b>	Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit, au- ßeralpiner Inn zw. 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl jährlicher Hochwasserereignisse (graue Säulen)	191
<b>5.26</b>	T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung am außeralpinen Inn für das Gesamtjahr	191
<b>5.27</b>	Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit, inner- alpiner Inn zw. 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)	193
<b>5.28</b>	T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung am inneralpinen Inn für das Gesamtjahr	194
<b>5.29</b>	Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit an der Salzach zw. 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kur- ve); Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jähr-lichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)	196
<b>5.30</b>	T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Salzach für das Gesamtjahr	196
<b>5.31</b>	Scores der Hauptkomponenten SLP-Luftdruck „Scores <sup>HW</sup> “ (linke Seite) und „Scores <sup>NW</sup> “ (rechte Seite); jeweils für die Jahreszeit Sommer der Jahre 1500 – 1658 im BAV	206
<b>5.32</b>	Scores der Hauptkomponenten 500-hPa Niveau Scores <sup>HW</sup> ; PC #1 (linke Seite) Omega Lage, PC #2 (rechte Seite) Trog Nord- atlantik für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1658 BAV	208
<b>5.33</b>	31-jährige gleitende standardisierte Hochwasserhäufigkeit des BAV Sommermonate 1500 – 1659 (blaue Kurve)	209
<b>5.34</b>	T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung im BAV während der Sommermonate JJA	209

- 5.35** Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster  $AKb^{SLP}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $AKb^{SLP}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV 210
- 5.36** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $AKb^{SLP}$  Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H, standardisiert für das hochwassergekoppelte Muster  $AKb^{SLP}$  211
- 5.37** Index H, (standardisiert) für das allgemeine Muster  $TN^{SLP}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $TN^{SLP}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV 212
- 5.38** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (d) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $TN^{SLP}$  Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H, standardisiert für das hochwassergekoppelte Muster  $TN^{SLP}$  213
- 5.39** Monatlicher H Index für die hochwassergekoppelten SLP-Luftdruckmuster  $AKb^{SLP}$  (jeweils blau) und  $TN^{SLP}$  (jeweils gelb); von oben nach unten folgen Juni, Juli und August. Zeitreihe 1500 – 1658 BAV 214
- 5.40** SLP-Luftdruckanomalie der hochwassergekoppelten Sommersaisons zw. 1500 – 1658 (nach Luftdruckdaten Luterbacher et al. 2002a) 216
- 5.41** Scores der Hauptkomponenten SLP-Luftdruck „Scores<sup>HW</sup>“ (linke Seite) und „Scores<sup>NM</sup>“ (rechte Seite) der saisonalen Luftdruckmuster für die Jahreszeit Sommer zw. 1659 – 1999 im BAV 217
- 5.42** Scores der Hauptkomponenten Luftdruck 500-hPa-Niveau „Scores<sup>HW</sup>“ (linke Seite) und „Scores<sup>NM</sup>“ (rechte Seite) der saisonalen Luftdruckmuster für die Jahreszeit Sommer zw. 1659 – 1999 im BAV 220
- 5.43** 31-jährige standardisierte Hochwasserhäufigkeit des Sommers (JJA) im BAV zwischen 1500 – 1995. Rote Kurve: Polynom 5ten Grades 221

<b>5.44</b> T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung im BAV während der Sommermonate (JJA) zwischen 1650 – 1995	221
<b>5.45</b> Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster $TF^{SLP}$ (blaue Kurve) und für das Muster $TF^{SLP}$ im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1650 – 1984 Sommer BAV	222
<b>5.46</b> Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster $TF^{SLP}$ Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H (standardisiert) für das hochwassergekoppelte Muster $TF^{SLP}$	223
<b>5.47</b> Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster $AK^{SLP}$ (blaue Kurve) und für das Muster $AK^{SLP}$ im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1650 – 1995 Sommer BAV	224
<b>5.48</b> Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster $AK^{SLP}$ Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H (standardisiert) für das hochwassergekoppelte Muster $AK^{SLP}$	225 f
<b>5.49</b> Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster $TGB^{SLP}$ (blaue Kurve) und für das Muster $TGB^{SLP}$ im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1659 – 1999 Sommer BAV	226
<b>5.50</b> Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster $TGB^{500hPa}$ (blaue Kurve) und für das Muster $TGB^{500hPa}$ im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1659 – 1999 Sommer BAV	228
<b>5.51</b> Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (d) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster $TGB^{500hPa}$ Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H (standardisiert) für das hochwassergekoppelte Muster $TGB^{500hPa}$	229
<b>5.52</b> Index H, standardisiert nach führenden PC-Ladungen für das allgemeine Muster $\Omega^{500hPa}$ (blaue Kurve) und für das Muster $\Omega^{500hPa}$ im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1659 – 1999 Sommer BAV	230

- 5.53** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H, standardisiert für das hochwassergekoppelte Muster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  231
- 5.54** Gegenüberstellung der Scores der Hauptkomponenten  $\text{SLP}^{\text{HW}}$  zwischen 1650 – 1999 für das BAV. Von oben nach unten: PC #1 bis PC #4 für die Monat Juni (linke Spalte), Juli (mittlere Spalte) und August (rechte Spalte) 233
- 5.55** Gegenüberstellung der Scores der Hauptkomponenten 500 hPa Niveau Scores<sup>HW</sup> PC #1 bis PC #3 für die Monat Juni (linke Spalte), Juli (mittlere Spalte) und August (rechte Spalte) Zeitreihe 1659 – 1999 BAV 235
- 5.56** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Juni-Monate (blaue Kurve) für das BAV 1659 – 1999; Rote Kurve: Polynom 5. Grades. 236
- 5.57** Index H (standardisiert) für die hochwassergekoppelten Muster  $\text{AK}^{\text{SLP}}$  (a),  $\text{TNA}^{\text{SLP}}$  (b),  $\text{TR}^{\text{SLP}}$  (c) und  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  (d); Zeitreihe Juni BAV 1659 – 1984 237
- 5.58** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Juli-Monate (blaue Kurve) für das BAV 1659 – 1999 238
- 5.59** Index H (standardisiert) für die hochwassergekoppelten Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  (a),  $\text{AK}^{\text{SLP}}$  (b) und  $\text{TR}^{\text{SLP}}$  (c); Zeitreihe Juli BAV 1659 – 1984 238
- 5.60** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der August-Monate (blaue Kurve) für das BAV 1659 – 1999 239
- 5.61** Index H (standardisiert) für die hochwassergekoppelten Muster  $\text{TGB}^{\text{SLP}}$  (a),  $\text{BM}^{\text{SLP}}$  (b),  $\text{TR}^{\text{SLP}}$  (c) und  $\text{HME}^{\text{SLP}}$  (d); Zeitreihe August BAV 1659 – 1984 240
- 5.62:** Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Sommer (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index im Sommer (rote Kurve) Zeitreihe 1500 – 1999 242



<b>5.63</b> Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Sommer (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index im Sommer (rote Kurve) Zeitreihe 1800 – 1999	243
<b>5.64</b> Korrelationskoeffizient der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV und NAOI für den Sommer nach Pearson über 100-jährige gleitende Fenster Zeitreihe 1500 – 1999	244
<b>5.65</b> Gegenüberstellung der 31-jährig gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Juni (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index für Juni (rote Kurve) Zeitreihe 1650 – 1999	245
<b>5.66</b> Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Juli (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index für Juli (rote Kurve) Zeitreihe 1650 – 1999	245
<b>5.67</b> Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV August (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index für August (rote Kurve) Zeitreihe 1650 – 1999	246
<b>5.68a</b> Scores der Hauptkomponenten SLP <sup>HW</sup> für Isar, Inn außeralpin, Inn inner-alpin und Salzach jeweils für die Jahreszeit Sommer der Jahre 1500 – 1999 BAV	251
<b>5.68b</b> Scores der Haupt-komponenten SLP <sup>HW</sup> für Iller, Wertach und Lech jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV	252
<b>5.69a</b> Scores der Hauptkomponenten 500hPa <sup>HW</sup> für Isar, Inn außeralpin, Inn inneralpin und Salzach jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV	254
<b>5.69b</b> Scores der Hauptkomponenten 500hPa <sup>HW</sup> für Iller, Wertach und Lech jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV	255
<b>5.70</b> Linke Seite: SLP-Luftdruck Scores <sup>HW</sup> , rechte Seite: 500 hPa Niveau Scores <sup>HW</sup> , jeweils PC #1 bis PC #3 von oben nach unten; Zeitreihe: Iller Winter (DJF) 1500 – 1999	256
<b>5.71</b> Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit von Inn außeralpin (grüne Kurve) und Iller (graue Kurve) für die Jahreszeit Sommer Zeitreihe 1500 – 1999	258

<b>5.72</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster AK <sup>SLP</sup> Iller (PC #3) grüne Kurve und Inn auöeralpin (PC #1) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	258
<b>5.73</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster TF <sup>SLP</sup> Iller (PC #1) grüne Kurve und Inn auöeralpin (PC #2) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	259
<b>5.74</b> Zeitkoeffizienten Index-H für das hochwassergekoppelte Muster TF <sup>SLP</sup> Iller (PC #1) grüne Kurve und TGB <sup>SLP</sup> Inn auöeralpin (PC #3) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	259
<b>5.75:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster TF <sup>SLP</sup> Iller (PC #1 Winter) grüne Kurve und Inn auöeralpin (PC #2 Sommer) blaue Kurve; Iller Zeitreihe Winter 1500 – 1985, Inn Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	260
<b>5.76</b> Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit von Lech (grüne Kurve) und Isar (graue Kurve) für die Jahreszeit Sommer Zeitreihe 1500 – 1999	260
<b>5.77:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster TF <sup>SLP</sup> Lech (PC #1) grüne Kurve und Isar (PC #1) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	261
<b>5.78:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster AK <sup>SLP</sup> Lech (PC #2) grüne Kurve und Isar (PC #3) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	261
<b>5.79:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster TN <sup>SLP</sup> Lech (PC #3) grüne Kurve und Isar (PC #2) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	262
<b>5.80:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster AK <sup>SLP</sup> Inn inneralpin (PC #1) grüne Kurve und Inn auöeralpin (PC #1) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	263
<b>5.81:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster TF <sup>SLP</sup> Inn inneralpin (PC #2) grüne Kurve und Inn auöeralpin (PC #2) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	264

<b>5.82:</b> Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster TGB <sup>SLP</sup> Inn inneralpin (PC #3) grüne Kurve und Inn außer-alpin (PC #3) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985	264
<b>5.83</b> Zentroide der wichtigsten allgemeinen Großwettertypen auf Basis monatlicher Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (1659 – 1999) nach Methode Beck (2000). Von oben nach unten: Nordwest antizyklonal (NWa), Nord antizyklonal (Na), West antizyklonal (Wa), Nordost antizyklonal (NEa) und Nord zyklonal (Nz)	266
<b>5.84</b> Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen BAV Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999)	267
<b>5.85</b> Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Iller Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999)	268
<b>5.86:</b> Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Wertach Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999)	269
<b>5.87</b> Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Lech Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999)	270
<b>5.88</b> Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Isar Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999)	271

- 5.89** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Inn inneralpin Sommer 1659 – 1999. Links oben: Ge-  
samtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 –  
1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten  
Subphase 3 (1901 – 1999) 272
- 5.90** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Inn äußeralpin Sommer 1659 – 1999. Links oben: Ge-  
samtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 –  
1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten  
Subphase 3 (1901 – 1999) 273
- 5.91** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Salzach Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeit-  
raum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800),  
links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Sub-  
phase 3 (1901 – 1999) 274
- 5.92** 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz Sommer BAV auf  
Basis von EIP/MIP Daten der Hochwasserklassen 2 und 3  
zwischen 1850 – 1999. 276
- 5.93** SLP-Luftdruckzentroide der allgemeinen Zirkulationsmuster mit  
Hochwasserrelevanz für die Sommermonate zwischen 1850 –  
2003 278
- 5.94** Differenzenkarte der relativen Luftdruckverteilung für den Groß-  
wettertyp Nord antizyklonal 279
- 5.95** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Sommer BAV zwischen 1850 – 2003. Links oben: Ge-  
samtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1 (1850 –  
1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und rechts unten  
Subphase 3 (1952 – 2003) 280
- 5.96** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen für das Einzugsgebiet Iller Sommer 1850 – 2003. Links  
oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1  
(1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und  
rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003) 282
- 5.97** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Sommer, Einzugsgebiet Lech zwischen 1850 – 2003.  
Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Sub-  
phase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951)  
und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003) 283

- 5.98** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Sommer, Einzugsgebiet Isar zwischen 1850 – 2003.  
Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Sub-  
phase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951)  
und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003) 284
- 5.99** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwetter-  
typen Sommer, Einzugsgebiet Inn (außeralpin) zwischen  
1850 – 2003. Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003),  
rechts oben: Subphase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2  
(1901 – 1951) und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003) 285
- 6.1** Entwicklung der mittleren Jahrestemperatur weltweit 1850–2009  
(blau, linke y-Achse) und im Großraum Alpen 1760–2009 (rot,  
rechte y-Achse). Dargestellt sind jährliche Abweichungen vom  
Mittel der Jahre 1901–2000 (Stufen) und deren geglättete  
Trends (Linien, 31-jähriger Gauß'scher Tiefpassfilter) (ver-  
ändert nach ZAMG 2011) 290

# Tabellenverzeichnis

<b>3.1</b>	Definition von inner- und außeralpinen Untersuchungsgebieten nach historischer Datenlage und naturräumlichen Gegebenheiten	17
<b>3.2</b>	Stammdaten der untersuchten Flüsse, verändert nach: Hauf (1952), Schiechtl (1981 und 1982), Scheunenpflug (1993), Bliemel (1992), Wilhelm (1992), Rümelin & Eckoldt (1998), Nowotny (1999), Wetzenstein (2002), LfW Bayern (2001, 2005), HND Bayern (2010)	21
<b>3.3</b>	Prozentualer Anteil der mittleren alpinen Hochwasserabflüsse (MHQ) in Bezug auf den mittleren Gesamthochwasserabfluss der einzelnen Einzugsgebiete. (nach Daten LfW Bayern 2005, HND Bayern)	28
<b>3.4</b>	Der Einfluss globaler Klimavariabilität auf die Alpen, gezeigt am Beispiel eines Wirkungsgefüges mit sechs Boxen. Das Wirkungsgefüge folgt synoptischem Up- und Downscaling (verändert nach Wanner et al. 2000a)	33
<b>3.5</b>	Phasen historischer und aktueller Temperaturanomalien (nach Schönwiese 2008 und Glaser 2008)	35
<b>3.6</b>	Entwicklung der Starkniederschläge im hydrologischen Sommerhalbjahr und Gebietsniederschlagshöhen im hydrologischem Winterhalbjahr (verändert nach LfU Bayern 2008)	42
<b>3.7</b>	Klimaszenarien für den Alpenraum. Die möglichen Veränderungen der Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag wurden auf Basis der Klimamodelle PRUDENCE und replic:more berechnet (verändert nach BMLFUW & ÖWAV 2008)	44
<b>3.8</b>	Übersicht der GWL die einer Zyklonogenese im mediterranen Raum mit anschließender Vb Zugbahn zugrunde liegen können (Großwetterlagen nach Definition DWD)	48
<b>4.1.</b>	Vergleich der Hochwasserchronologien von Elbe und Oder, basierend auf Quellentexten nach Weikinn und CLIMDAT für den Zeitabschnitt 1500 bis 1799 (verändert nach Mudelsee et al. 2004)	73
<b>4.2</b>	Chronologie der Datenerhebung an den verschiedenen Augsburger Lechpegeln	85

<b>4.3</b> Definition der Hochwasserklassen für die EIP/MIP, analoges Verfahren für Wasserstand (W) und Abfluss (Q)	101
<b>4.4</b> Gegenüberstellung der Hochwasserereignisse der Klassen 1 – 3 für die Periode 1644 – 1824 nach deskriptiven Quellen und Pegelmessangaben der EIP/MIP (1826 – 2006)	106
<b>4.5</b> Abflussdaten Lech Hochwasser 1910 (Mayr 1912)	114
<b>5.1</b> Gegenüberstellung hochwasserreicher Phasen im BAV (Sommer) und in Mitteleuropa (ME) für die Jahreszeiten Sommer, Frühling und Herbst; Angaben ME verändert nach Jacobeit et al. (2004)	140
<b>5.2</b> Abflussmaxima und maximaler Pardé-Koeffizient ausgewählter Pegel des BAV (verändert nach LfW Bayern 2005)	143
<b>5.3</b> Jahreszeitlich prozentuale Verteilung der Hochwasserereignisse in den einzelnen Flussgebieten des BAV	144
<b>5.4</b> Graphische Übersicht und Gegenüberstellung klimatisch auffälliger Phasen und definierter Hochwasserphasen für das BAV ab 1300 AD. (Daten „Kleine Eiszeit“ nach Wanner et al. 2000, Daten Sonnenfleckenminima nach Glaser 2008)	155 f
<b>5.5</b> Gegenüberstellung hochwasserreicher Phasen für die Flüsse bzw. Flussabschnitte Mittelrhein (RHm), Niederrhein (RHn), Pegnitz (PGZ), Main (MAI), Mittelelbe (ELBm), Saale (SAL), Werra (WRA), Weser (WSR), Moldau (MOL), Elbe (tschechischer Oberlauf) und für das BAV. (Angaben der Hochwasserchronologien außerhalb des BAV verändert nach Brázdil 1998, Deutsch et al. 2004, Glaser 2008)	175 f
<b>5.6:</b> Gegenüberstellung hochwasserreicher Phasen für die Flüsse Iller (ILR), Wertach (WER), Lech (LEC), Isar (ISR), Inn inneralpin (INNi), Inn außeralpin (INNa), Salzach (SLZ) und Donau bei Ulm (DON) (Angaben Donau verändert nach Glaser 2008)	199 f
<b>5.7:</b> Korrelationsmatrix (Pearson-Korrelation) der Hochwasserhäufigkeiten der Flussgebiete des BAV. Hervorgehobene und mit Stern versehene Koeffizienten korrelieren mit $\alpha = 0,05$	204

<b>5.8:</b> Direktvergleich der in monatlicher Auflösung rekonstruierten NAO-Indexwerte nach Luterbacher et al. (2002b) und der Sommermonate mit Hochwasservorkommen im BAV für die Zeitreihen 1659 – 2009: Juni (a), Juli (b) und August (c). Zirkulationsmuster bestimmt nach führenden Ladungen der Hauptkomponentenanalyse	247 ff
<b>5.9:</b> Statistische Parameter der Häufigkeitsverteilung der Hochwasser im BAV und seiner Einzugsgebiete zw. 1850 – 1999	276
<b>5.10:</b> Signifikanztest der zirkulationsmusterinternen Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag sowie der zirkulationsdynamischen Kenngröße Intensität für allgemeine und hochwassergekoppelten Großwettertypen mittels U-Test nach Mann/Whitney	281



## Abkürzungen

- AD Anno Domini
- ADVICE Annual to Decadal Variability In Climate in Europe
- Ak Zirkulationsmuster Azorenhoch (Atlantischer Keil)
- AKb Zirkulationsmuster Azorenhoch (Atlantischer Keil) mit Brückentendenz
- BAV Bayerisches Alpenvorland
- BM Großwetterlage und Zirkulationsmuster Brücke Mitteleuropa
- CLIMDAT Klimadatenbank Miltzer (1998)
- CRU Climatic Research Unit (England)
- DGJ Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch
- DJF Dezember, Januar, Februar (meteorologischer Winter)
- DWD Deutscher Wetterdienst
- EIP Early Instrumental Period (Frühe Instrumenten Periode)
- EMULATE European and North Atlantic daily to multidecadal climate variability project
- EZG Einzugsgebiet
- exv. Erklärungsvarianz
- GAR Greater Alpine Region (Großraum Alpen)
- GLOWA Danube  
Forschungsprojekt Globaler Wandel des Wasserkreislaufes am Beispiel des Einzugsgebietes der Oberen Donau
- GWL Großwetterlage
- GWT Großwettertyp
- H Großwettertyp Hoch
- HB Zirkulationsmuster Hoch Biskaya
- HF Zirkulationsmuster Hoch Fennoskandien

- HHQ           Höchstes jemals gemessenes Hochwasser
- HISKLID       Historische Klimadatenbank
- HME           Zirkulationsmuster Hoch Mitteleuropa
- HNA           Zirkulationsmuster Hoch Nordatlantik
- HND           Hochwassernachrichtendienst (Bayern)
- HGB           Zirkulationsmuster Hoch Großbritannien
- HO            Zirkulationsmuster Hoch
- HQ1/50/100   Hochwasser mit statistischer Wiederkehrwahrscheinlichkeit von 1/50/100 Jahr(en) usw.
- HRw           Zirkulationsmuster Hoch (West-)Russland
- <sup>HW</sup>           unter Hochwasserbeteiligung
- HW1           Hochwasser Klasse 1
- HW2           Hochwasser Klasse 2
- HW3           Hochwasser Klasse 3
- IBT           Inundationes Bavarium Thesaurus
- IGUA           Institut für Geographie Universität Augsburg
- Index H       Häufigkeits-Index
- Index V       Vorticity-Index
- Index I       Intensitäts-Index
- Index T       Temperatur-Index
- Index N       Niederschlags-Index
- IPCC          Intergovernmental Panel on Climate Change
- JJA           Juni, Juli, August (=meteorologischer Sommer)
- KLIWA         Kooperationsvorhaben "Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" Bayern & Baden Württemberg
- LIATE         Little Iceage Typ Event
- LfU           Landesamt für Umwelt
- LfW           Landesamt für Wasserwirtschaft
- LMM           Late Maunder Minimum (Spätes Maunder Minimum)

- MAM März, April, Mai (meteorologischer Frühling)
- MHQ Mittlerer Hochwasserabfluss
- MIP Modern Instrumental Period (Moderne Instrumenten Periode)
- MQ Mittlerer Abfluss
- Na/z Großwettertyp Nord, zyklonal o. antizyklonal
- NAO Nord Atlantische Oszillation
- NAOI Nord Atlantischer Oszillations-Index
- NEa/z Großwettertyp Nordost, zyklonal o. antizyklonal
- NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
- NCA Non Critical Approach
- NCAR National Centers for Atmospheric Research
- NCEP National Centers for Environmental Prediction
- NEa/z Großwetterlage/Großwettertyp Nordost, zyklonal o. antizyklonal
- $NQx^x$  hochwasserarme Phase  $x$  <sup>räumliche u. o. zeitliche Zuordnung</sup>
- NW ohne Hochwasserbeteiligung
- NWa/z Großwetterlage/Großwettertyp Nordwest, zyklonal o. antizyklonal
- Na/z Großwetterlage/Großwettertyp Nord, zyklonal o. antizyklonal
- $\Omega$  Zirkulationsmuster Omegalage
- PCA Principal component analysis (Hauptkomponentenanalyse)
- PC(s) Principal component(s) (Hauptkomponente(n))
- $PHx^x$  hochwasserreiche Phase  $x$  <sup>räumliche u. o. zeitliche Zuordnung</sup>
- SEa/z Großwetterlage/Großwettertyp Südost, zyklonal o. antizyklonal
- SLP Sea level pressure
- SON September, Oktober, November (meteorologischer Herbst)

- SWa/z      Großwettertyp Südwestlage, zyklonal o. antizyklonal
- Sa/z      Großwetterlage/Großwettertyp Süd, zyklonal o. antizyklonal
- T      Großwettertyp Hoch
- TF      Zirkulationsmuster Tief Fennoskandien
- TGB      Zirkulationsmuster Tief Großbritannien
- TM      Großwetterlage Tief Mitteleuropa
- TN      Zirkulationsmuster Tief Nordsee
- TNA      Zirkulationsmuster Tief Nordatlantik
- TR      Zirkulationsmuster Tief Russland
- TrW      Großwetterlage Trog Westeuropa
- TrM      Großwetterlage Trog Mitteleuropa
- USG      Untersuchungsgebiet
- ueregI/II      räumlicher Parameter „überregional“ 1. oder 2. Klasse
- Vb-Wetterlage  
„V“ = römisch 5, gesprochen: Fünf-B-Wetterlage
- Wa/z      Großwetterlage/Großwettertyp West, zyklonal o. antizyklonal
- Ww      Großwetterlage Winkelwestlagen
- Ws      Großwetterlage West, südlich
- WWA      Wasserwirtschaftsamt
- Wa/z      Großwettertyp West, zyklonal o. antizyklonal
- ZAMG      Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Österreich)

# 1 Einleitung

Diese Arbeit widmet sich der Hochwassergeschichte der großen nordalpinen Donautributäre Iller, Lech (mit Wertach), Isar und Inn (mit Salzach).

Hochwasser und Überschwemmungen waren und sind seit Menschengedenken ein aktuelles Thema der Siedlungsgeschichte. Wie seit Beginn schriftlicher Aufzeichnungen dokumentiert, wurden die Anrainer immer wieder von großen Katastrophen und kleineren Zerstörungen heimgesucht. Wie nahe diese Gefährdung in unserer modernen Gesellschaft auch noch heute ist, haben die Überschwemmungen der jüngeren Vergangenheit unterstrichen. Die Bilder der Hochwasserkatastrophen aus den Jahren 1997, 1999, 2002 und 2005, die allesamt Relevanz für das Untersuchungsgebiet hatten, haben sich nachhaltig im kollektiven Gedächtnis unserer Gesellschaft verfestigt.

Die Disziplin der historischen Klimatologie hat in den vergangenen zwei Dekaden zunehmend an Bedeutung gewonnen. In diesem Zeitraum sind eine Vielzahl von Arbeiten, die sich mit der Rekonstruktion der Klimageschichte Mitteleuropas beschäftigt haben, erschienen (vgl. u. a. Glaser 2008, Glaser et al. 1999, 2004a, b, Pfister 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, Pfister & Brázdil 1999, Wanner et al. 2000a,b). Die bis dato publizierten Ergebnisse und Erkenntnisse unterstreichen die Bedeutung von Hochwasserchronologien als Klimaarchive. Die Datengrundlage für dieses Forschungsprojekt bilden deskriptive Quellen, die ab dem 19. Jh. mit historischen Instrumentendaten Ergänzung finden. Mit Hilfe der chronikalen Texte und der darin enthaltenen Angaben zu historischen Hochwasserereignissen soll die natürliche Klimavariabilität besser verstanden und Rückschlüsse auf vergangene klimatische Verhältnisse vermehrt werden. Die Zerstörung und Beschädigung von Hab und Gut, von infrastrukturellen Einrichtungen und der Nahrungsgrundlage führten immer wieder zu nachhaltiger Belastung der Bevölkerung und einer daraus resultierenden Motivation zur Niederschrift der historischen Hochwasserereignisse.

Ein grundlegendes Ziel der vorliegenden Arbeit war die Rekonstruktion der Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes anhand heute noch verfügbarer deskriptiver Quellen sowie behördlicher Messdaten der frühen (ab 1826) und modernen Instrumentenperiode (ab 1900). Dabei stand das Generieren maximal langer Zeitreihen, die zum Teil bereits im 14. Jh. beginnen, im Mittelpunkt. Weitere Ziele neben der grundlegenden Datenerhebung und -aufbereitung waren das Auffinden Hochwasser begünstigender klimatischer Rahmenbedingungen sowie subjektive Rekonstruktionen Hochwasser auslösender Wetterlagen und die Differenzierung der zeitlichen wie räumlichen Variabilität der Hochwasserhäufigkeit im bayerischen Alpenvorland.

Die geomorphologischen Voraussetzungen der Einzugsgebiete und die mittleren klimatischen Verhältnisse heben die meteorologische Jahreszeit Sommer in den Vordergrund dieser Untersuchung. Die gewonnenen Erkenntnisse werden nach ihrem räumlichen und zeitlichen Auftreten hin analysiert und sollen zu einem besseren Verständnis des Langzeitverhaltens der Hochwasseraktivität beitragen. Thematisch vergleichbare Arbeiten haben sich bereits auf unterschiedliche Teilräume Europas konzentriert (u. a. Brázdil 1998, Brázdil et al. 1999, 2002, 2005, Deutsch & Pörtge 1998, 1999, 2002, Deutsch et al. 2004, Glaser 1998, Glaser & Stangel 2003b, Jacobeit et al. 2003a, b, c, 2004a, Mudelsee et al. 2003, 2004, Rohr 2008, Zinke 1995, 2003). Dennoch ist das Thema „historische Hochwasser“ nicht als abgeschlossen zu betrachten. Für das bayerische Alpenvorland fehlte bis dato eine systematische Erhebung und Auswertung historischer Daten sowie deren Einbindung in eine Kausalkette Witterungsextrema – Großwetterlage/Druckverhältnisse – Klima – Klimaänderung. Diese Arbeit will dazu beitragen, einen weiteren weißen Fleck innerhalb der Hochwassergeschichte Mitteleuropas zu schließen.

Die Dominanz der Sommerhochwasser steht in deutlichem Gegensatz zur jahreszeitlichen Hochwassergenese in weiten Teilen Mitteleuropas mit der größten Hochwasserwahrscheinlichkeit während des hydrologischen Winterhalbjahrs. Die mittlere Höhenverteilung der alpinen Einzugsgebiete in Zusammenspiel mit der orographischen Barriere Alpen führt zu einer Häufung sommerlicher Hochwasserereignisse. Die rezenten Hochwasserereignisse der Jahre 1997 („Oderflut“), 1999 („Pfungsthochwasser“), 2002 („Elbehochwasser“) und 2005 („Alpenhochwasser“) hatten allesamt Raumbezug zum bayerischen Alpenvorland und entsprechen dem Typus „Sommerhochwasser“. Die aufgeführten Ereignisse können allesamt einer speziellen Wetterlage zugeordnet werden, die sich besonders während der Sommermonate als enorm niederschlagsträchtig darstellen kann. Die synoptische Entwicklung zeigt jeweils eine Zyklongenese im nördlichen Mittelmeerraum, deren Störungssysteme anschließend einer Zyklonenzugbahn Vb gefolgt sind. Auf die Bedeutung meridionaler Zirkulationsmuster für das bayerische Alpenvorland soll im Rahmen dieser Arbeit vertieft eingegangen werden. Die Analyse der großskaligen atmosphärischen Dynamik erfolgt anhand eines Konzeptes der Flood Hydroclimatology (vgl. Hirschboek 1988). Dieses Konzept ermöglicht eine Analyse der hochwassergebundenen dynamischen Zirkulation, die an zeitlich eingeschränkte historische Datensätze gebunden ist, auf zeitlich übergeordneter Skala. Anhand dieser konzeptionellen Grundlage lassen sich direkt Hochwasser auslösende atmosphärische Rahmenbedingungen den recherchierten Hochwasserereignissen zuordnen.

Die Feldarbeit für diese Studie fand auf der Suche nach historischen Daten zu großen Teilen in Archiven und Bibliotheken statt. Limitierender Faktor der historischen Klimaforschung stellt die Datendichte dar. Mit dem Übergang vom Mittelalter zur Renaissance steigt die Datendichte deskriptiver Quellen letztendlich auf ein Maß an, das ein Ableiten von Zeitreihen und deren Interpretation der historischen Hochwasserentwicklung zulässt. Mit Blick auf die öffentliche Diskus-

sion „anthropogene Klimamodifikation und Zunahme von Extremereignissen“ will dieses Projekt dazu beitragen, das aktuelle Hochwasseraufkommen im Kontext zu historischen Verhältnissen einzuordnen. Die Fragestellung, ob Hochwasserkatastrophen tatsächlich zunehmen und wenn ja, in wie weit der anthropogene Einfluss auf das Klima dabei eine Rolle spielt, lässt sich mit dem Blick in die Vergangenheit weiter entschlüsseln. Die rekonstruierten Zeitreihen beginnen lange vor einem deutlich mess- und nachweisbaren anthropogenen Klimasignal und geben uns somit Einblick in die natürliche Hochwasservariabilität vor Beginn der industriellen Revolution. Die zum Teil ab Mitte des 14. Jh.s bis heute durchgehenden Zeitreihen dokumentieren auch die Hochwasserentwicklung unter dem Einfluss anthropogener Emissionen. Über diesen langen Zeitraum lassen sich auffällige Veränderungen der klimatischen Kenngrößen verfolgen. Anhand des Temperaturverlaufs des Hohen Peißenbergs lassen sich wenigstens zwei markante Punkte der Temperaturentwicklung von 1761 bis heute hervorheben. Mit dem Ende der kleinen Eiszeit erreicht die Temperaturentwicklung um 1890 ihren niedrigsten Wert innerhalb dieser Messreihe. Danach steigt die Temperatur stetig an, bis sie Mitte der 60er Jahre des 20. Jh. einer Stagnation von ca. zwei Dekaden unterliegt (vgl. Rahmsdorf & Schellnhuber 2007). Ab den 1980er Jahren schließlich lässt sich ein stark positiver Trend innerhalb der Temperaturentwicklung beschreiben, eine thermische Entwicklung, die bis heute weitgehend ungebremsst andauert (vgl. Herzog & Müller-Westermeier 1998, Rapp 2000, Latif 2009).

Aus Sicht der Versicherungswirtschaft nehmen Naturkatastrophen im Allgemeinen weltweit dramatisch an Zahl und Ausmaß zu (vgl. Berz 2002, 2005). Diese Zunahme gilt auch für die Hochwasserentwicklung innerhalb Deutschlands, mit Schadenspotentialen scheinbar ungekannter Größenordnung. Die Schadensbilanzen sind seit Anfang der 1980er Jahre rapide gestiegen, über 80% der Naturkatastrophen zwischen den Jahren 1980 – 2003 wurden durch atmosphärische Extremereignisse verursacht. Eine heute nicht mehr abstreitbare Erwärmung der Erdatmosphäre legt die Annahme nahe, dass sich eine Veränderung der atmosphärischen Zirkulationssysteme auf regionale Klimate auswirken kann. Dementsprechend ist es notwendig, die Veränderungen der klimatischen Parameter zu beleuchten und auf ein mögliches sozioökonomisches Gefahrenpotential hinzuweisen. Klimaänderung und die daraus resultierenden möglichen Folgekosten stellen ein kontrovers diskutiertes Thema mit politischer Brisanz dar. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, in welcher Form sich Änderungen innerhalb des Temperatur- und Niederschlagshaushaltes auf die Zirkulationsdynamik und die damit verbundene Hochwasservariabilität auswirken werden. Der Nachweis für eine Zunahme von Extremereignissen erweist sich als schwierig, historische Analysen erhöhen aber die Fallzahlen und können dazu beitragen, die gegenwärtigen Verhältnisse besser in die langfristige Klimavariabilität einzuordnen. Für die statistisch nicht gesicherte Annahme, dass Überschwemmungen zunehmen, lassen sich aber klimatische Rahmenbedingungen beschreiben, die einem nachweisbaren Trend unterliegen. Rahmstorf & Schellnhuber (2007) beispielsweise konstatieren eine Zunahme starker Niederschlagsereignisse in den mittleren Brei-

ten, ein Muster, in das die Ereignisse von 1997, 2002 und 2005 passen (auch das Ereignis von 1999 lässt sich diesem Muster zuordnen). Das Bayerische Landesamt für Umwelt (2005) stellt allgemein fest, dass eine Intensivierung des globalen Wasserkreislaufes aufgrund erhöhter Wärmeenergie zu erwarten ist. Differenziertere Aussagen zu dieser Thematik lassen sich aktuellen Forschungsarbeiten entnehmen. Allamano et al. (2009) unterstreichen eine Zunahme des Hochwasserrisikos durch die globale Erwärmung in Gebirgsregionen. Eine derartige Entwicklung würde auch empfindliche Auswirkungen auf das bayerische Alpenvorland haben. Der Abfluss der untersuchten Flüsse wird in hohem Maße durch die alpinen Anteile der jeweiligen Einzugsgebiete gesteuert.

Generell will diese Studie dazu beitragen, das Verständnis über die Variabilität des Hochwasseraufkommens im bayerischen Alpenvorland zu verbessern. Dabei werden die atmosphärischen, Hochwasser begünstigenden Rahmenbedingungen unter Anwendung möglichst weit in die Vergangenheit zurückreichender Zeitreihen untersucht. Neben einer Differenzierung der Hochwasserentwicklung im Vergleich zu Mitteleuropa wird der Frage nach differenzierter räumlicher und zeitlicher Verteilung innerhalb des Untersuchungsgebietes nachgegangen.



## 2 Disziplingeschichte/Stand der Forschung

Die historische Klimatologie hat in den vergangenen Jahrzehnten zunehmend an Bedeutung gewonnen und innerhalb der Klimaforschung einen beachtlichen Stellenwert erreicht. Dieser Stellenwert basiert auf der Erkenntnis, dass für eine abschließende Beurteilung vieler Fragekomplexe aktualistische Betrachtungen nicht ausreichen und sich Hochwasserchronologien als wichtige Klimaarchive erwiesen haben (vgl. Glaser 2008). Spätestens seit dem katastrophalen Hochwasserereignis im Jahre 1997 (der Schadensschwerpunkt konzentrierte sich dabei auf das Einzugsgebiet der Oder) ist eine Diskussion in den Mittelpunkt von Öffentlichkeit und Politik gerückt, die sich aus klimatischer Hinsicht mit der Fragestellung beschäftigt, ob eine globale Temperaturerhöhung Auswirkungen auf die Schadensamplitude und die Häufigkeit von Naturkatastrophen haben wird oder bereits hat.

Ein zunehmendes Interesse hinsichtlich historischer Klimate - in Kontext mit der Frage nach anthropogen oder natürlich veränderter Klimavariabilität - spiegelt sich auch in der Historie der IPCC Sachstandsberichte wider. So verweist beispielsweise der zweite Sachstandsbericht des IPCC lediglich auf die historische Entwicklung der vergangenen 100 Jahre (vgl. Houghton et al. 1996). Der aktuelle vierte Sachstandsbericht des IPCC räumt den Forschungsanstrengungen der Paläoklimatologie und der historischen Klimageschichte ein eigenes Kapitel ein (Jansen et al. 2007). Die Klimavariabilität - unter natürlicher Ausprägung oder bereits anthropogen modifiziert - lässt sich nicht anhand kurzer Zeitreihen, die sich auf die ersten instrumentellen Daten beziehen, beschreiben. Das vergangene 20. Jh. wie auch das 19. Jh. unterliegen bereits anthropogenen Einflüssen und erschweren somit die Detektion natürlicher Klimavariabilität. Beginnend mit den Emissionen der Industriellen Revolution um 1800 auf den Britischen Inseln lässt sich spätestens mit Beginn des 20. Jh.s eine anthropogen veränderte Zusammensetzung der Atmosphäre nachweisen (vgl. Rahmstorf & Schellnhuber 2007). Um das Verständnis für das globale Klimasystem zu verbessern, ist es hingegen notwendig, die natürlichen Verhältnisse vor 1800 aufzudecken (vgl. Crutzen 2002). Die Bandbreite des Klimas lässt sich nicht alleine durch instrumentenbasierte Zeitreihen beschreiben. Es bedarf einer zeitlichen Ausdehnung der Datenbasis. Dazu ist es notwendig, die Informationen der vorinstrumentellen Epoche zu entschlüsseln.

Die historische Klimaforschung befindet sich an der Schnittstelle zwischen unterschiedlichen wissenschaftlichen Disziplinen. Dieser interdisziplinäre Ansatz, der sich mit Aspekten der Geschichtswissenschaften und der Klimageographie (Meteorologie) auseinandersetzt, führt zu einer Verbesserung der Datenbasis. Anhand dieser Datengrundlage lässt sich das raumzeitliche Verständnis hinsichtlich historischer Klimate, im Speziellen die Entwicklung (extremer) hydrologischer Ereignisse, ausdehnen und verbessern.

Gerade die schriftlich festgehaltenen Hochwasserereignisse erweisen sich als aussagekräftige Proxydaten vergangener Klimavariabilität. Die entstandenen Schäden und die damit verbundenen finanziellen Belastungen wurden zumeist dokumentiert (vgl. Thorndycraft et al. 2003). Dieser Umstand ermöglicht es der historischen Klimaforschung, in einen Zeitraum vor Beginn instrumenteller Messungen zurückzublicken. Der dadurch vergrößerte Zeitrahmen weitet die Basis natürlicher Klimavariabilität inklusive der eingelagerten Extremereignisse deutlich aus. Diese verbreiterte Datenbasis erlaubt zugleich Aussagen über klimatische Verhältnisse vor dem signifikanten anthropogenen Eingreifen in die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre und einen dadurch initiierten Klimawandel. Die natürliche Klimavariabilität lässt sich nicht anhand von Klimanormalperioden<sup>1</sup> und der aus heutiger Sicht zeitlich beschränkten Phase der frühen Instrumentenmessperiode (EIP = early instrumental periode) beschreiben.

Der anthropogen modifizierte Klimawandel sowie die Prognose zukünftiger klimatischer Verhältnisse haben in den vergangenen zwei Jahrzehnten unterschiedliche Forschungsanstrengungen hervorgerufen. Generell lässt sich das Untersuchungsfeld „Historische Klimaforschung“ in mehrere Teilaspekte aufgliedern. Grundlegend für dieses Forschungsfeld ist die Verfügbarkeit von Proxydaten<sup>2</sup>, die vor Beginn der Aufzeichnungen der ersten instrumentellen Daten die einzige Datenbasis bilden. Im Falle der vorliegenden Arbeit handelt es sich dabei größtenteils um deskriptive Überlieferungen. Erst mit Beginn regelmäßiger amtlicher Aufzeichnungen (im Untersuchungsgebiet ab 1826) verlieren die deskriptiven Angaben an Bedeutung. Im Folgenden wird ein kurzer Abriss der Geschichte historischer Klimaforschung dargestellt, gefolgt von aktuellen Arbeiten, aufgliedert nach unterschiedlichen Aspekten.

Bereits im 18. Jh. wurden erste Ansätze zu wissenschaftlicher Analyse betrieben. Anstoß dazu waren meist Umweltkatastrophen, wie beispielsweise die in nahezu ganz Mitteleuropa verheerende Flutkatastrophe des Jahres 1784 (Februar – März). Dieses Ereignis veranlasste Pötzsch (1784), stellvertretend für die Kompilationisten des 18. Jh.s, Hochwasserereignisse der Vergangenheit zu recherchieren und im Rahmen der „Chronologische Geschichte der großen Wasserfluthen des Elbstromes seit tausend und mehr Jahren“ zu veröffentlichen. Generell lässt sich ab dem 18. Jh. eine zunehmende Tendenz zur Erhebung zeitlich umfangreicher Katastrophenchroniken festhalten, die aber hinsichtlich der verwendeten historischen Quellen qualitativ erheblich zu differenzieren sind. Ähnlich lagen

---

<sup>1</sup> Die WMO (World Meteorological Organization) legt zur Gewährleistung klimatischer Vergleichbarkeit Normalperioden fest. Die zuletzt festgelegte Periode beschreibt den Zeitraum zw. 1961-1990 (vgl. Schönwiese 2008).

<sup>2</sup> Als Proxydaten werden generell indirekte Klimazeiger oder Klimazeugen verstanden, die von „natürlichen Aufzeichnungen“ abgeleitet werden können oder historischen Schriftquellen entnommen werden können. Zu den „natürlichen Aufzeichnungen“ zählen u. a. Baumringe, Eiskerne, Warven und fossile Pollen. Schriftliche Überlieferungen lassen sich in biologische und physikalische Proxydaten unterteilen. Zu den biologischen Proxydaten gehören beispielsweise Angaben über Ernteerträge und phänologische Angaben. Zu den physikalischen Proxydaten zählen Angaben über Vereisung und Hochwasser (vgl. Glaser 2008, NOAA 2010)

die Motive auch im 19. Jh., stellvertretend dafür der k. und k. Generalmajor Sonklar (1883), der in seiner Publikation „Von den Überschwemmungen“ neben einer historischen Erhebung Tiroler Hochwasser auch ingenieurtechnische Maßnahmen, „Mittel der Abwehr“, vorstellte, um dem immer wiederkehrenden Übel Hochwasser zu begegnen. Auch dieser Publikation ging eine katastrophale Flut voraus, die im Jahre 1882 (September) Tirol in seinen historischen Grenzen einen „Elementarfall“ bescherte.

Die Disziplingeschichte statistischer Analysen und Wirkungsaspekte beginnt bereits zu Ende des 18. Jh. mit wissenschaftlichen Abhandlungen, wie sie beispielsweise Pilgram (1788) veröffentlichte (vgl. Glaser 2008). Ab Mitte des 19. Jh.s manifestiert sich schließlich eine wissenschaftliche Nachhaltigkeit, die in den vergangenen zwei Dekaden hinsichtlich einer gegenwärtig forcierten Klimadiskussion deutlich an wissenschaftlicher Reputation gewonnen hat.

Mit Beginn des 20. Jh. erfährt die „Sammelleidenschaft“ historischer Quellen nochmals einen Aufschwung und forciert die Notwendigkeit der Quellenkritik, wie sie erstmals von Norlind (1914) formuliert wird. Zu den ersten wissenschaftlichen Arbeiten, die die Vergangenheit in aktualistische Fragestellungen mit einbezogen haben, zählen innerhalb des deutschen Sprachraums die Untersuchungen von Hellmann & Elsner (1911). In der Publikation „Meteorologische Untersuchungen über die Sommerhochwasser der Oder“ verweisen Hellmann & Elsner auf Analogien zu historischen Hochwasserereignissen der Oder, „für die kein eigentliches wissenschaftliches Beobachtungsmaterial vorhanden ist“. In gleichem Zusammenhang hebt Hellmann die Bedeutung historischer Schriften für die Rekonstruktion der meteorologischen Vergangenheit hervor, eine Thematik, der sich Hellmann in weiteren Publikationen widmet (u. a. 1901, 1921, 1922, 1924).

Die ersten methodischen Schritte in Bezug auf die Auswertungen historischer Quellentexte beschränkten sich meist auf deskriptive Betrachtungen. Mit Norlind (1914) und Eaton (1928) werden erstmals deskriptive Informationen in Werte bzw. Indizes umgesetzt und daraus lange Zeitreihen erstellt. Dieses Vorgehen begründet die semi-quantitative Analyse, deren Grundprinzipien noch heute Gültigkeit haben. Eine weiterführende Entwicklung der Anwendung historischer Daten erfährt die historische Klimaforschung durch synoptische Interpretation (vgl. z. B. Glaser 2008).

Die historische Klimaforschung gewinnt erst nach dem zweiten Weltkrieg zögerlich an Bedeutung und Persistenz. Flohn (u. a. 1949, 1950, 1954, 1967, 1979, 1985, 1993) zählt zu den Pionieren dieser Forschungsrichtung, indem er erstmals eine Quantifizierung täglicher Wetterbeobachtungen für Zürich im 16. Jh. vornimmt. Diesen ersten Anstrengungen eines neuen Forschungszweiges der Klimaforschung folgen Arbeiten, die sich mit Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihren geophysikalischen Ursachen auseinandersetzen. Auf internationaler Ebene zählen die Arbeiten von Lamb (1977, 1982) zu den Standardwerken

der historischen Klimaforschung. Ein relativ spätes Verständnis seitens der Wissenschaft für natürliche Klimavariabilität wird von Lamb mit der „Annahme einer Klimakonstanz“ zum Ende des 19. Jh.s begründet. Die Annahme konstanter klimatischer Verhältnisse basierte zu dieser Zeit auf den Erkenntnissen von (verfrühten) Schlussfolgerungen hinsichtlich der ersten langfristigen Wetteraufzeichnungen. Diese Annahmen haben sich am Ende des 19. Jh. entgegen besseren Wissens früherer Generationen aus „praktischen Gründen“ durchsetzen können<sup>3</sup>. Lamb (1977) verfasst mit „Climate: Present, past and future“ eine für die historische Klimaforschung zentrale Monographie, die sich intensiv mit den verfügbaren historischen Daten und Quellen beschäftigt und deren Anwendung strukturiert.

Die katastrophalen Hochwasserereignisse zwischen den 1990er Jahren bis 2005 haben zu forcierten Forschungsanstrengungen unter Einbeziehung historischer Hochwasserentwicklung geführt. Forschungsprojekte wie FLOODRISK<sup>4</sup> und das eng damit verbundene Forschungsprojekt „Extreme 1500“ (vgl. IGUA 2011) resultierten aus diesem vermehrten Hochwasserauftreten und sollten zur Klärung, in wie weit anthropogene Einflüsse wie Klimawandel oder Landnutzungsänderungen für die Häufung rezenter Hochwasserereignisse mitverantwortlich gemacht werden können, beitragen.

### **Arbeiten zu historischen Daten und Datensammlungen**

Die bis dato geleisteten Forschungsanstrengungen im Rahmen der historischen Klimatologie basieren auf Datenerhebungen historischer Witterungsinformationen, die in Datenbanken und Kompilationen konzentriert sind. Diese Grundlagenforschung findet in Form von Be- und Auswertungen eine wissenschaftliche Wertschöpfung. Die wichtigsten Sammlungen mit Bedeutung für die vorliegende Arbeit sollen an dieser Stelle angesprochen werden.

Besondere Aufmerksamkeit kommt der „Historischen Klimadatenbank Deutschlands“ (Akronym HISKLID), zu. Die HISKLID stellt gegenwärtig die umfangreichste Klimadatenbank für Mitteleuropa dar (siehe dazu Glaser 2008 und HISKLID 2010). In Kooperation mit Prof. Glaser stand der vorliegenden Arbeit ein umfangreicher Zugriff auf die HISKLID offen. Der Status Quo der HISKLID ist als nicht abgeschlossen zu betrachten (vgl. IGUA 2011). Neben einer fortlaufenden Pflege werden die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erhobenen „neuen“ - d.h. innerhalb der HISKLID bis dato nicht bekannten - Quellentexte überführt.

---

<sup>3</sup> Die Annahme einer Klimakonstanz war bei statistischen Verfahren dienlich. Ein Blick aus heutiger Sicht auf die erstmalig definierte Klimanormalperiode von 1901 bis 1930, die heute als eine klimatisch „überaus anormale Periode“ gilt, zeigt die Restriktion dieser historischen Annahmen (vgl. Lamb 1982)

<sup>4</sup> FLOODRISK ist ein vom Schweizerischen Nationalfond gefördertes Forschungsprojekt, das Akronym steht für: Flood Frequency and Public Risk Management in a Historical Perspective

Mit der „Witterungsgeschichte Mitteleuropas von der Zeitenwende bis 1850“ hat Weikinn (1958 – 1963) eine umfangreiche Kompilation erstellt, die posthum durch Börngen & Tetzlaff (2000, 2002) ihren Abschluss gefunden hat. Diese umfangreiche Textsammlung ergänzt mit einem Schwerpunkt ehemals deutschsprachiger Gebiete das allgemeine Untersuchungsgebiet in Richtung Osten.

In Kapitel 4 werden schließlich die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erhobenen und angewandten Daten vorgestellt und diskutiert. Alle relevanten Daten wurden in der projekteigenen Datenbank IBT (Inundationes Bavariae Thesaurus) organisiert. Die IBT wurde aus einem für das Untersuchungsgebiet relevanten Blickwinkel erstellt.

### **Arbeiten zur allgemeinen Klimageschichte**

Etliche Arbeiten haben die allgemeinen klimatischen Kenngrößen - wie Niederschlag und Temperatur - und deren Ausprägungen in Form vielfältiger Anomalien - wie Überschwemmungen, Lawinen, Stürme und jahreszeitliche Temperatur- und Niederschlagsanomalien - in ihren Mittelpunkt gestellt. Pfister (1999) beschreibt beispielsweise in einer „Wetternachhersage“ 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen für die Schweiz. Wanner et al. (2000a) untersuchen den Klimawandel im Schweizer Alpenraum und bemühen dazu ausführlich die Vergangenheit mit Fokus auf die „Kleine Eiszeit“ sowie auf das 19. und 20. Jh. Für die Rekonstruktion der historisch klimatischen Vergangenheit wurden unter anderem die Gletschervorstoß- und Rückzugphasen des großen Aletschgletschers und des Unteren Grindelwald Gletschers untersucht und bewertet. Glaser (2004c, 2008) widmet sich dem räumlichen Schwerpunkt Mitteleuropa und beschreibt detailliert 1200 Jahre Wetter, Klima und Katastrophen.

### **Rekonstruierte Datensätze auf Basis historischer Proxy- und Messdaten**

Der Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag für den Alpenraum in historischer Zeit haben sich mehrere Arbeitsgruppen bei stetig verbesserter räumlicher Auflösung angenommen: Dazu zählen die Arbeiten von Casty et al. (2005), Efthymiadis et al. (2006), Auer et al. (2006) und Pauling et al. (2006).

Eine daraus resultierende Kopplung der historischen Klimakenngrößen mit zirkulationsdynamischen Modellansätzen hat der historischen Klimaforschung einen neuen Impuls verliehen. Diese Betrachtungsebene ist an die Grundlage räumlich übergreifender Datensätze gebunden. Das europaweite Forschungsprojekt AD-VICE (Annual to Decadal Variability In Climate in Europe, vgl. IGUA 2011) mündete in der Rekonstruktion monatlicher SLP-Luftdruckfelder<sup>5</sup> (vgl. Luterbacher et al. 1999). Die ersten Anstrengungen, die monatliche Druckverteilung in Europa zu rekonstruieren, wurden von Jones et al. (1999) für die Jahre 1780 –

---

<sup>5</sup> Die Luftdruckfelder wurden auf Meeresniveau reduziert, die Abk. SLP steht für Sea Level Pressure

1995 unternommen. Besondere Relevanz für die vorliegende Arbeit haben die Rekonstruktionen von Luterbacher et al. (2002a, b), die auf Basis thermischer und hygrischer Indexreihen sowie subjektiver Rekonstruktionen europaweite Druckfelder für das SLP-Luftdruckfeld und das 500hpa-Niveau abgeleitet haben. In letzter Fassung, beginnend mit dem Jahre 1500 bei saisonaler Auflösung, ab dem Jahre 1659 in monatlicher Auflösung, beschreiben die Datensätze einen Ausschnitt 30° West – 40° Ost und 30° Nord bis 70° Nord. Die Arbeitsgruppe um Luterbacher et al. (2002a) zeichnet sich - neben der Rekonstruktion von Niederschlag und Temperatur (die zeitliche Auflösung entspricht der der Luftdruckfelder) - auch für rekonstruierte Daten der Nordatlantischen Oszillation (1500 bis 2001) verantwortlich (Luterbacher et al. 2002b).

Das Forschungsprojekt EMULATE unter der Koordination von P. D. Jones (CRU) liefert auf Basis nicht-linearer Hauptkomponentenanalyse SLP-Luftdruckdaten in täglicher Auflösung ab 1850 bis heute (vgl. Ansell et al. 2006, IGUA 2011).

### **Arbeiten zu textbasierten historischen Hochwasserereignissen**

Innerhalb der Bandbreite historischer Klimaforschung wird der Thematik Hochwasser eine bedeutende Stellung zugeschrieben. Die Arbeiten zu historischen Hochwasserereignissen lassen sich in mehrere Themenfelder unterteilen. Mit Fokus auf Hochwasserchronologien, ohne die Berücksichtigung atmosphärischer Parameter, haben sich u. a. die folgenden Arbeiten auseinandergesetzt.

Zu den ersten Publikationen der jüngeren Vergangenheit im deutschsprachigen Raum zählen die Arbeiten von Glaser & Hagedorn (1990) zur Überschwemmungskatastrophe von 1784 im Maintal, von Pfister (1996), der sich mit der Wiederkehrperiode der großräumigen Überschwemmungen im Schweizer Alpenraum seit 1500 beschäftigt hat und von Glaser (1998), der die (methodischen) Möglichkeiten und Perspektiven auf Basis der Historischen Klimadatenbank Deutschland für historische Hochwässer im Maingebiet analysiert hat. Teztlaff et al. (2002) haben sich mit der Hochwasserkatastrophe von 1342 (Magdalenenflut) eingehend beschäftigt. Brázdil (1998, 2005) hat die Hochwassergeschichte der Tschechischen Republik im Allgemeinen und der böhmischen Flüsse Elbe und Vltava (Moldau) im Speziellen untersucht. Glaser & Stangl (2003a, 2003b) haben sich mit dem Untersuchungsgebiet Mitteleuropa und dem niederländischen Rhein auseinandergesetzt. Glaser und Stangl heben dabei die Bedeutung der historischen Klimatologie in Form von Zeitreihen und ihrer Bedeutung für Modellrechnungen im Rahmen von Simulation und Kalibrierung hervor. Sie entkräften einen Zusammenhang mit der gegenwärtigen Hochwasserentwicklung aufgrund anthropogen verursachter bzw. beschleunigter Temperaturzunahme mit dem Verweis auf äquivalent hochwasserreiche Verhältnisse während unterschiedlicher Zeitabschnitte in den vergangenen 700 Jahren. Agasse (2003) beschäftigt sich mit dem räumlichen Schwerpunkt Normandy mit Hochwasserereignissen ab

dem 17. Jh. und den methodischen Möglichkeiten unter Verwendung historischer Daten. Barriandos et al. (2003) und Benito et al. (2004) setzen sich mit der Bandbreite wissenschaftlicher Methodiken und deren Verifizierung im Rahmen historischer Hochwasserdaten auseinander. Beiden Arbeiten liegen historische Daten der Flüsse Isère, Drac, Ardèche (Frankreich), Segre, Llobregat und Ter (Spanien) zugrunde. Deutsch & Pörtge (1998, 1999, 2001, 2002, 2003) und Deutsch et al. (2004) erfassen und bewerten historische Hochwasserereignisse für Thüringen allgemein und für die Flüsse Gera und Werra. Neben diesen allgemeinen Betrachtungen wurden von Deutsch (2000) und Deutsch & Pörtge (2001) auch einzelne herausragende Hochwasserkatastrophen für die Jahre 1799 (Elbe und Saale), 1815 (Langensalza) und 1871 (Thüringen) beschrieben. Barnikel (2004) analysiert Naturgefahren im Alpenraum auf Basis historischer Quellen am Beispiel von Hindelang und Tegernseer Tal. Die größte Bedeutung in Bezug auf die Naturgefahren nehmen die Hochwasserereignisse ein. Böhm & Wetzel (2006) untersuchen die benachbarten Einzugsgebiete der Donautributäre Lech und Isar anhand historischer Zeitreihen und können auffällige Unterschiede in Ausprägung und Vorkommen historischer Überschwemmungen trotz der relativen Nähe beider Flussläufe zueinander beschreiben. Rohr (2004, 2006a, 2006b, 2008) hat sich mit der zentralen Fragestellung zu Deutung und Wahrnehmung historischer Hochwasser und Sturmfluten innerhalb Mitteleuropas sowie der Mentalitäts- und Kulturgeschichte auseinandergesetzt. Weitere Arbeiten haben sich unter Berücksichtigung von Wahrnehmung und Deutung und deren schriftlicher Nachweise mit den Naturkatastrophen Niederösterreichs und des Ostalpenraums befasst.

### **Atmosphärische Zirkulation und ihre Beziehung zu historischen Hochwasserereignissen**

Einen weiteren Teilaspekt der historischen Klimaforschung stellen differenzierte Arbeiten dar, die sich mit der Thematik Hochwasser und atmosphärische Zirkulation auseinandergesetzt haben. Dabei erfährt die historische Klimatologie durch Jacobeit et al. (1999) eine Weiterentwicklung über die Indexbildung zu Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen hinaus, europäische SLP-Luftdruckfelder werden für Monate mit herausragenden klimatischen Anomalien während des 16. Jh.s mittels Kopplung historischer Erkenntnisse und zirkulationsdynamischer Modellansätze analysiert. Auf Basis der Datensätze von Luterbacher et al. (2002a, b) und hauptkomponentenanalytischen Methoden setzen sich die Arbeiten von Jacobeit et al. (2003a, b, 2004a, b, 2006) und Sturm et al. (2001) mit der historischen Hochwasseraktivität auseinander. Die bereits angesprochenen Forschungsprojekte FLOOD-RISK und Extreme 1500 reihen sich in die Ausrichtung dieser Forschungsanstrengungen ein. Sturm et al. (2001), Jacobeit et al. (2003a, b, 2004a, b) sowie Glaser & Stangel (2003a) beschreiben die Hochwasserentwicklung in Mitteleuropa und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation für die (Teil-) Einzugsgebiete Saale, Main, Mittelrhein, Mittelelbe, Weser, Pegnitz (bei Nürnberg), Waal (bei Nimwegen, Niederlande) unter Zuhilfenahme der

Hauptkomponentenanalyse sowie ausgewiesener Indizes. Diese Arbeiten folgen dem Konzept einer „Floodhydroclimatology“ nach Hirschboeck (1988), die auch im Rahmen der vorliegenden Studie zum Tragen kommt.

### **Quantitative Rekonstruktion historischer Abflüsse**

Eine weitere Möglichkeit, historische Hochwasserereignisse zu analysieren und quantitative Ergebnisse zu berechnen, ist die Rekonstruktion von Abflüssen. Dieser Teilaspekt konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht erfüllt werden, stellt aber aufgrund der hohen Datendichte, die projektintern ab dem Jahre 1826 erhoben wurde, eine breite Datenbasis mit Perspektiven für ein eigenständiges Forschungsprojekt dar.

Den rekonstruierten historischen Hochwasserabflüssen des Inns (und teilweise der Salzach) von Schiller (1977) liegt die bei Unbehauen (1971) beschriebene Methodik des graphischen Abflussganglinienvergleichs zu Grunde. Bartl et al. (2008) heben die Bedeutung der Rekonstruktion langjähriger Wasserstands- und Durchflusszeitreihen am Beispiel des Elbpegels in Dresden hervor. Anlass für diese Arbeit sind Probleme bei der statistischen Einordnung des Extremereignisses 2002 trotz der Existenz langer Datenreihen. Zu dieser Thematik verweist Pohl (2007) auf erhebliche Zweifel an der Zuverlässigkeit der Durchflusswerte des 19. Jh.s. Strobel et al. (2003) verweisen auf die Notwendigkeit der Ermittlung neuer Bemessungshochwasser, die mit dem vermehrten Auftreten der Hochwasserkatastrophen der Jahre 1997, 1999 und 2002 (2005) und dem dadurch ausgelösten bewussten Wahrnehmen historischer Hochwassermarken begründet sind. Der Verbesserung und Optimierung heutigen Hochwasserschutzes anhand der Erfahrungen aus historischer Vergangenheit haben sich Dostal et al. (2007) angenommen. Sudhaus et al. (2008) rekonstruieren historische Hochwasserabflüsse anhand meteorologischer und hydrologischer Daten im Rahmen des RIMAX<sup>6</sup> Programms für das Neckargebiet. Reist et al. (2002) beschreiben Möglichkeiten und Grenzen herkömmlicher Rekonstruktion anhand historischer Quellen über ein Hochwasserereignis im Emmental im Jahre 1837 sowie eine quantitative Präzisierung der Hauptaussagen mittels hydrologischer Modelle.

### **Studien zu rezenten Hochwasserereignissen**

Rezente Hochwasserereignisse dienen als Basis für die subjektive Rekonstruktion historischer Wetterlagen im Rahmen der vorliegenden Arbeit. Die bereits erwähnten untersuchungsgebietrelevanten Hochwasserereignisse der jüngeren Vergangenheit sind gleichzeitig Gegenstand vielfacher Untersuchungen. Exemplarisch für diese Extremereignisse wird auf folgende Untersuchungen verwiesen:

---

<sup>6</sup> RIMAX ist ein Förderprogramm des Bundesministeriums für Bildung und Forschung. Inhaltlich stellt RIMAX ein interdisziplinäres Projekt dar, das sich mit der Thematik „Verbesserung der Instrumente des Hochwasserrisikomanagements“ beschäftigt.



Das mitteleuropaweit bedeutsame Hochwasserereignis vom August 2002 wurde von Philipp & Jacobeit (2003) nach meteorologischen Gesichtspunkten analysiert. Die rezenten Hochwasserereignisse der Jahre 1999, 2002 und 2005 wurden vom Bayerischen Landesamt für Umweltschutz (ehemals Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft) eingehend analysiert (vgl. LfW Bayern 2003, LfU Bayern 2002, 2005b, 2006). Aufgrund der räumlichen Nähe zur nördlichen Schweiz wird zusätzlich auf die behördlichen Untersuchungen des Bundesamts für Wasser und Geologie verwiesen. Die Hochwasserereignisse der Jahre 1999 und 2005 hatten enorme Auswirkungen für das Schweizer Mittelland (vgl. Bundesamt für Wasser und Geologie, Schweiz 1999, 2000a, b, 2005, 2006).

### **Integrative Ansätze**

Historische Daten können im Rahmen integrativer Ansätze zur Abschätzung gegenwärtiger Entwicklungen herangezogen werden. Am Beispiel ausgewählter Publikationen werden thematisch relevante Untersuchungen vorgestellt.

Im Rahmen des RIMAX Projektes wurde ein extremes Hochwasserereignis aus dem Einzugsgebiet des Neckars (Oktober 1824) untersucht. Das in seiner statistischen Auftrittswahrscheinlichkeit herausragende Ereignis wurde einer hydrometeorologischen Analyse unterzogen und ist Teil eines integrativen Konzeptes zum vorbeugenden Hochwasserschutz (vgl. Bürger et al. 2006a, b, c, Dostal et al. 2007).

Glaser et al. (2002, 2004c) haben sich mit der Thematik Hochwasser als historischem Phänomen und dem ihr innewohnenden Potenzial naturwissenschaftlicher Auswertung mittels integrativem Vorgehen auseinandergesetzt. Diese Arbeiten analysieren Hochwasserereignisse ab dem Jahre 1300 und deren regionalen Kontext anhand des Untersuchungsraums Mitteleuropa.

Mudelsee et al. (2003) haben die Hochwassergeschichte an Elbe und Oder ab dem Jahr 1000 untersucht und konstatieren für Mitteleuropa keine rezente Zunahme extremer Hochwasserereignisse. Eine weiterführende Arbeit von Mudelsee et al. (2004) analysiert für den gleichen Untersuchungsraum Wetterlagen, die einer Zyklonenzugstraße Vb folgen, und ihre Bedeutung innerhalb der letzten 500 Jahre. Basierend auf der Annahme, dass eine wärmere Atmosphäre erhöhten Wasserdampfgehalt mit sich führen kann, wurde die Bedeutung der sog. Vb-Wetterlagen hinsichtlich ihrer Auftrittshäufigkeit untersucht. Neben einer Überprüfung der Datenqualität finden statistische Methoden ihren Einsatz, die Mängel historischer Trendanalysen begegnen. Mudelsee & Tetzlaff (2006) beschreiben wiederum am Beispiel von Oder und Elbe die Notwendigkeit von Langfristbeobachtungen unter räumlicher Hochauflösung für Hochwasser und Niederschläge.

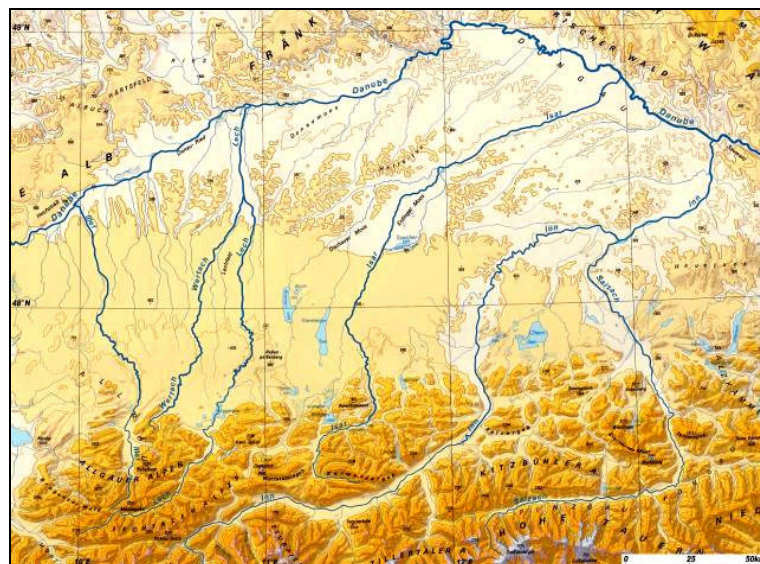
Die aufgeführten Arbeiten zeigen ein breites Spektrum, historische Informationen auszuwerten und wissenschaftlich in Wert zu setzen. Obwohl die Analyse historischer Hochwasserereignisse methodisch ausgereift ist, fehlt bis dato eine systematische Untersuchung der Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes. Die vorliegende Arbeit will mit dem ausgewählten Untersuchungsgebiet dazu beitragen, diese Lücke innerhalb der mitteleuropäischen Hochwasserforschung zu schließen und das Verständnis über die Variabilität von Hochwasserfrequenzen sowie der auslösenden atmosphärischen Rahmenbedingungen weiter zu verbessern.

### 3 Untersuchungsgebiet

In diesem Kapitel werden die physischen Rahmenbedingungen des bayerischen Alpenvorlandes vorgestellt. Die Abgrenzung des Untersuchungsraumes erfolgt anhand naturräumlicher Gegebenheiten, die zugleich kulturellen wie politischen Grenzen folgen. Neben den allgemein mittleren physischen Verhältnissen lässt sich ein differenzierter Wandel der hydrologischen Verhältnisse sowie der klimatischen Bedingungen von West nach Ost konstatieren. Abschließend werden die anthropogenen Eingriffe in die natürliche Flussdynamik thematisiert. Das bayerische Alpenvorland wird im Folgenden mit dem Kürzel **BAV** abgekürzt.

#### 3.1 Physische Verhältnisse im BAV

Das BAV liegt in der übergeordneten räumlichen Struktur des nördlichen Alpenvorlandes. Mit dem Begriff „Nördliches Alpenvorland“ wird das Gebiet zwischen dem Nordrand der Alpen, dem Südrand des Schweizer Juras, der Schwäbisch-Fränkischen Alb und der Böhmisches Masse bezeichnet. Das Alpenvorland lässt sich aufgrund seiner Genese auch als die nördliche Außenzone des alpidischen Orogens beschreiben, ein Auffangbecken, in dem sich seit dem ausgehenden Alttertiär alpiner Abtragungsschutt akkumuliert. Dazu zählen die stratigraphisch differenzierten Abfolgen der Molasse, die sich aus den Sedimenten des Paläogen und Neogen generiert haben und die Schotterablagerungen und Moränen des Quartärs (Habbe 1995).



**Abb. 3.1:** BRD 1:1.000.000, orohydrographische Ausgabe, Ausschnitt „BAV“ (verändert nach Institut für Angewandte Geodäsie 1994)

Nach naturräumlichen Kriterien lässt sich das BAV im Westen durch die Iller und im Osten durch die Flussläufe von Salzach und Inn begrenzen. In Richtung Norden bildet die Donau mit den anschließenden Übergängen zur Schwäbischen und Fränkischen Alb und dem Bayerischen Wald eine deutliche Abgrenzung. Nach Süden ist das Untersuchungsgebiet durch den nördlichen Alpenrand begrenzt (vgl. Abb. 3.1).

Die südliche Abgrenzung folgt neben der naturräumlichen Differenzierung auch kulturhistorischen Gegebenheiten, die sich in der Datenverfügbarkeit historischer Quellentexte widerspiegeln. Die Datendichte lässt sich in Bezug zur historischen Siedlungsdichte stellen, die sich in Form chronikaler Niederschriften bürgerlicher Städte oder geistlicher Zentren manifestiert. Die Auswirkungen historischer Hochwasserereignisse lassen sich (meist) nur innerhalb der Anthroposphäre nachweisen und sind somit auf schriftliche Überlieferungen - dazu lassen sich auch Hochwassermarken an historischen Gebäuden zählen - beschränkt. Zum anderen entspricht diese Differenzierung in südlicher Richtung der zonalen Abgrenzung zwischen den nördlichen Ostalpen und dem Alpenvorland<sup>7</sup>. Die Definition des Untersuchungsraumes inkludiert die Verortungen von Füssen, Bad Tölz und Salzburg, allesamt Ortschaften, die sich im Grenzbereich zwischen dem Alpenvorland und den Alpen befinden und im Folgenden als außeralpine Verortungen behandelt werden.

Aus hydrologischer Sicht muss das Untersuchungsgebiet bis in die Quellregionen der untersuchten Flüsse erweitert werden. Alle sechs Flüsse haben ihre Quellen in den Alpen. Der unterschiedliche Anteil an alpinen Lagen ist für die Abflussspende wie auch für die Abfluss- bzw. Hochwasserabflussganglinie von herausragender Bedeutung. Aufgrund dieser hydrologisch- geomorphologischen Voraussetzungen wird die Südabgrenzung des hydrologischen Untersuchungsgebietes bis zum Alpenhauptkamm hin erweitert. Das hydrologische Einzugsgebiet lässt sich auch mit dem alpinen Einzugsgebiet der Donau gleichsetzen, das in östlicher Richtung durch die Salzach begrenzt wird.

Thematisch stellt das BAV die Grenze des Untersuchungsgebietes dar, aber aufgrund der räumlichen Lage, hydrologische Gemeinsamkeiten impliziert, wird die Hochwassergeschichte um den Mittellauf des Inns ergänzt. Dabei stehen die historisch bedeutsamen Städte Innsbruck und Hall i. T. im Mittelpunkt, die durch eine sehr gute Datenlage bestechen. Vor allem die Aufzeichnungen der (historischen) Alpenmetropole Innsbruck zählen neben Aufzeichnungen aus Augsburg zu den herausragenden Fundi historischer Überlieferungen. Diese Ergänzung dient der Verbesserung von Interpretation und Differenzierung Hochwasser auslösender atmosphärischer Konfigurationen. Der räumlichen Lage des mittleren Inn zum BAV wird mit einer Differenzierung in ein „inneralpines“ und „außeral-

---

<sup>7</sup> Nach Meynen (1961) entspricht diese Abgrenzung den schwäbisch-oberbayerischen Voralpen, die sich zwischen dem Bodensee und dem Salzachtal erstrecken und den Nordrand der Ostalpen bilden. Die Übergänge der voralpinen Hügel- und Moorländer zum Gebirge sind mit Ausnahme des westlichen Allgäus abrupt ausgeprägt.

pinen“ Untersuchungsgebiet begegnet. Die Auswertungen der „inneralpinen“ Verhältnisse sind ausschließlich auf das mittlere Inntal beschränkt<sup>8</sup>. Die Datenlage entlang der weiteren inneralpinen Fließbereiche ist sehr beschränkt. Aufgrund der geringen Fallzahlen wurde deshalb auf eine Analyse verzichtet.

Kriterien für die Unterteilung in außer- und inneralpin sind neben der räumlichen Orientierung der nördlichen Alpenkette die atmosphärischen Strömungsverhältnisse der Mittelbreiten. Dieses Kriterium lässt sich in die „normalen Strömungsverhältnisse der Mittelbreiten“ und die davon abweichende Häufigkeitsverteilung der Bodenwindrichtungen des Alpenraums unterteilen (Hendl 1995). In Tab. 3.1 sind die projektinternen Definitionen zur Unterteilung in außer- und inneralpin für die nordalpinen Flüsse der zugrundeliegenden Studie festgehalten.

**Tab. 3.1:** Definition von inner- und äußeralpinen Untersuchungsgebieten nach historischer Datenlage und naturräumlichen Gegebenheiten

	<b>Inneralpin</b>	<b>Außerlpin</b>
Iller	keine Quellentexte	einschließlich Kempten bis Mündung in die Donau
Wertach	mangelnde Kontinuität von Quellentexten	einschließlich Kaufbeuren bis Mündung in den Lech
Lech	mangelnde Kontinuität von Quellentexten	einschließlich Füssen bis Mündung in die Donau
Isar	mangelnde Kontinuität von Quellentexten	einschließlich Bad Tölz bis Mündung in die Donau
Salzach	keine Quellentexte	einschließlich Salzburg bis Mündung in den Inn
Inn	<b>Finstermünz/Landeck bis Kufstein</b>	Kufstein/Kiefersfelden bis zur Donaumündung bei Passau

### Naturräumliche Gliederung

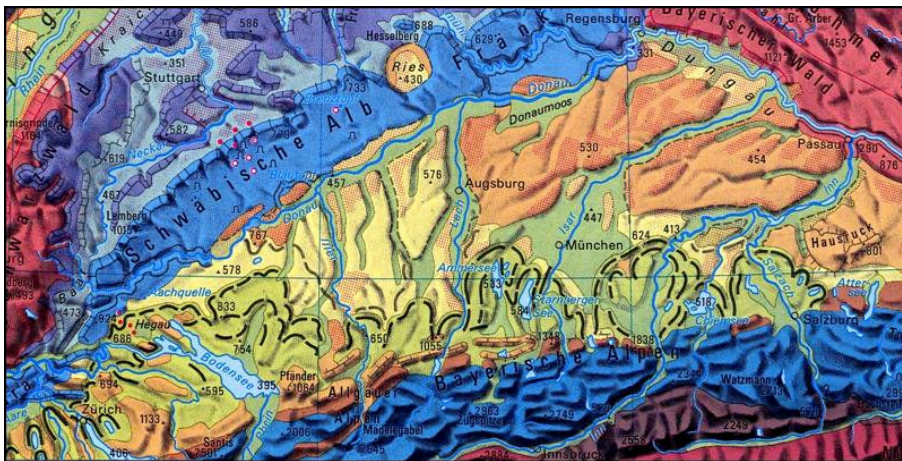
Die naturräumliche Gliederung des BAV wird auf Grundlage der Systematik nach Meynen (1961) dargestellt<sup>9</sup>. Das Untersuchungsgebiet lässt sich mit den natürlichen Haupteinheiten Alpenvorland und Alpen zusammenfassen. Innerhalb dieser Haupteinheiten lässt sich das BAV in die naturräumlichen Einheiten schwäbisch-oberbayerische Voralpen, voralpines Hügel- und Moorland, Donau-Iller-Lech-Platte, Isar-Inn-Schotterplatte, unterbayerisches Hügelland und nördli-

<sup>8</sup> Der betroffene Flussabschnitt, der Mittellauf des Inns (=inneralpiner Inn), wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit mit den Verortungen Finstermünz/Landeck bis Kufstein definiert. Im Sprachgebrauch wird der Mittellauf noch weiter unterteilt. Als Oberinntal wird der Abschnitt Finstermünz/Landeck bis Innsbruck bezeichnet, ab Innsbruck wird der folgende Abschnitt als Unterinntal deklariert. Der Flussabschnitt „Unterlauf“ wird mit Kufstein/Kiefersfelden bis zur Donaumündung bei Passau definiert.

<sup>9</sup> Die naturräumliche Gliederung Deutschlands nach Meynen (1961) wurde im Jahre 1994 einer Novellierung durch das Bundesamt für Naturschutz (BfN 2010) unterzogen.

che Kalkalpen untergliedern. Den geringsten Flächenanteil nimmt dabei der bayerische Alpenanteil ein. Der bayerische Anteil an den nördlichen Kalkhochalpen wird nach Süden durch die Längstäler der Zentral- und Schieferalpen abgegrenzt. Die Gipfelhöhen erreichen durchschnittliche Höhen von über 2000 m. Die exogenen Verwitterungsprozesse stellen eine hohe Geröllfracht für die Wildbäche bereit, die bei ungestörten Verhältnissen den Vorflutern zugeführt wird. Eine heute weit fortgeschrittene Wildbachverbauung führt zu einer stark gestörten Geschiebefracht, die sich negativ auf die Flussmorphologie auswirkt.

Die Entwässerung der Flüsse, exklusive Inn und Salzach, folgt der Nordabdachung der Kalkalpen. Anschließend queren die Flussläufe die nordalpine Jungmoränenlandschaft mit den daran anschließenden Endmoränenwällen. Nach dieser Passage folgen die Flusstäler einer Hochterrassenlandschaft, die Flüsse selbst bewegen sich in differenziert ausgeprägten Flussauenbereichen, die von Niederterrassen gesäumt werden. In Abbildung 3.2 ist die Naturlandschaft des Alpenvorlandes dargestellt. Das nördliche Alpenvorland ist von der schwäbischen Alb (blaue Signatur), dem Bayerischen Wald (rote Signatur) und den Bayerischen Alpen (dunkelblaue Signatur) umrandet.



**Abb. 3.2:** Naturlandschaft Deutschlands (verändert nach Schulze 1982, S. 105)

Der alpine Anteil des hydrologischen Untersuchungsgebietes muss noch durch die inneralpinen Einzugsgebiete von Inn und Salzach ergänzt werden, deren größter Flächenanteil auf österreichisches Territorium entfällt. Die Quellregion für den Inn ist im Engadin (Schweiz) verortet. Naturräumlich lassen sich diese Teilbereiche den nördlichen Ostalpen und den Zentralalpen (innerhalb der europäischen Wasserscheide des Donaueinzugsgebietes) zuordnen. Der Inn muss auf seinem Weg zur Tiefenlinie der Donau die nördlichen Kalkalpen, die Salzach zusätzlich die Schieferalpen passieren.

### 3.1.1 Geologische Verhältnisse

Die oberflächennahen geologischen Voraussetzungen des BAV stellen hinsichtlich fluvialer Prozesse eine bis heute andauernde Gefährdung der Anrainer dar. Ausschlaggebend für das Gefährdungspotenzial sind die (aus geologischer Sicht) jungen Flusssysteme in Kombination mit teilweise irreversiblen anthropogenen Veränderungen der Flussläufe.

Renaturierungsprojekte wie beispielsweise „Wertach Vital“ (vgl. Schilling et al. 2008), „Renaturierung der Isar in München“ (Baumaßnahmen zwischen den Jahren 2000 – 2007) oder „Licca Liber“ (in Planung, WWA Donauwörth), begegnen den vielfältigen künstlich erzeugten Missständen entlang der bayerischen Donau-tributäre. Neben einer grundsätzlichen Verbesserung der ökologischen Situation steht der Hochwasserschutz im Mittelpunkt des Interesses. Am Beispiel der Wertach bei Augsburg lässt sich der Bezug zur geologischen Vergangenheit und zur aktuellen Hochwassergefährdung aufzeigen<sup>10</sup>. Das Gefährdungspotential für Augsburg befindet sich flussaufwärts an der südlichen Stadtgrenze. Eine durch Flussbegradigungen und Korrekturen hervorgerufene, immer weiter fortschreitende Sohleintiefung führte vor den Sanierungsmaßnahmen immer wieder zu Uferabbrüchen bei steigender Quantität. Das somit in das Flussbett verbrachte - hauptsächlich aus quartärem Schotter bestehende - Material führte zu einer sukzessiven Verringerung des Abflussquerschnittes. Generell erhöhen verringerte Querschnitte das Hochwassergefährdungspotential.

Die im Zuge der alpinen Orogenese nördlich der Alpen entstandene Geosynklinale wurde im Laufe des Hebungsprozesses mit dem Abtragungsschutt des jungen Gebirges aufgefüllt. Unterschiedliche Rahmenbedingungen (Salz- oder Süßwasserverhältnisse) wechselten sich ab und es akkumulierten sich marine- oder limnisch-fluviale Sedimente. Für die rezenten Prozesse von Bedeutung ist die Obere Süßwassermolasse, aus stratigraphischer Sicht die obersten Sediment- und Geröllschichten des Tertiärs. Die Akkumulation fand hauptsächlich im oberen Miozän statt und endete vor ca. 10 Mio. Jahren im unteren Pliozän (vgl. Habbe 1995). Der heutige Formenschatz des Alpenvorlandes entstand während des Quartärs in Kombination von glazialer Aktivität und fluvialer Erosion und Akkumulation. Charakteristikum des BAV sind die Glaziale Serie nach Penck & Brückner (1901 – 1909) und die Terrassentreppenlandschaft. Beide Formenschatze sind Ergebnisse der pleistozänen Glaziale, Interstadiale und Warmzeiten und bilden die geomorphologische Grundlage der heutigen Fließgewässer. Aus geologischer Sicht betrachtet fällt der Untersuchungszeitraum in die Periode des Quartärs, die vor 2,588 Millionen Jahren begann und bis dato andauert<sup>11</sup>. Das

---

<sup>10</sup> Das Renaturierungsprojekt „Wertach Vital“ umfasst in vollständiger Planung 14 Flusskilometer, die sich von der Mündung in den Lech bis zur Staustufe Inningen (Südrand der Stadt Augsburg) erstrecken (vgl. WWA Donauwörth 2010).

<sup>11</sup> Definition des Quartärs nach paläomagnetischer Unterteilung (vgl. Gebhardt et al. 2008, S. 538)



Quartär lässt sich weiter in die Epochen des Pleistozän und des Holozän untergliedern. Dabei beschreibt das Pleistozän das „Eiszeitalter“, eine Phase der Erdgeschichte, die von wiederkehrenden Glazialen und Interglazialen geprägt war und noch heute deutlich sichtbare, landschaftsprägende geomorphologische Prozesse in Gang gesetzt hat. Je nach Datierungsmethode beginnt schließlich das Holozän vor 10.000 bis 12.000 Jahren (vgl. Gebhardt et al. 2008). Diese Epoche lässt sich in weitere 5 Abschnitte unterteilen, projektrelevant ist der Abschnitt des Subatlantikums, das vor 2.800 Jahren begann und bis heute andauert. Die ältesten schriftlichen Zeugnisse der vorliegenden Studie wurden in der Epoche des Jung-Holozäns niedergeschrieben. Das Jung-Holozän ist eine Nachwärmezeit, die sich dem Subboreal (späte Warmzeit, 4.500 – 2.800 bp) anschloss und in Mitteleuropa vor etwa 2.800 Jahren wieder zu kühleren und feuchten Klimabedingungen führte.

Die Bedeutung der geologischen Vergangenheit für das Untersuchungsgebiet intensiviert sich mit Beginn des 19. Jh.s. Hier beginnen nachhaltige anthropogene Eingriffe in die Flusssysteme, deren Ausmaße sich mit endogenen bzw. exogenen Kräften vergleichen lassen. Die Dominanz von exogenen oder endogenen Kräften wird als Grundlage zur Abgrenzung erdgeschichtlicher Perioden angewandt. Crutzen (2002) und definiert in Hinblick auf die anthropogene Klimamodifikation ein neues Erdzeitalter der Erdgeschichte, das Anthropozän. Diese neu formulierte Epoche wird auch den mannigfaltigen und nachhaltigen Eingriffen des Menschen in die Umwelt ab dem Jahre 1800 gerecht. Die bis dato (nahezu) natürlichen Prozesse der Flussmorphologie weichen anthropogen initiierten Prozessen. Von besonderer Bedeutung ist die extrem gestörte Geschiebefracht, die ursprünglich zu einem Gleichgewicht von Erosion und Akkumulation bzw. einer natürlich rückschreitenden Erosion geführt hat.



**Abb. 3.3:** Eintiefungsstrecke des Lechs in den Flinz bei Scheuringen bei Flusskilometer 70 im Jahr 1924 (BfW Bayern 1984, S. 20)

Mit Beginn der Korrekturmaßnahmen setzt eine Tiefenerosion ein, die sich über die quartären Schotter maximal bis auf den Flinz und die Feinsande der Oberen Süßwassermolasse eingeschnitten hat. Die stratigraphisch oben auflie-



genden Sande der Molasse sind besonders erosionsanfällig. Der geologische Untergrund führte alsbald zu kostenintensive und regelmäßige Reparaturmaßnahmen, die bis heute unterhalten werden müssen. In Abbildung 3.3 ist das Beispiel einer Eintiefungsstrecke im Unterlauf des Lechs gegeben. Die aufgelagerten Schotter der Würmeiszeit wurden in wenigen Dekaden ausgeräumt.

Das Untersuchungsgebiet stellt einen Kulturräum dar, der massive Eingriffe in seine Flusssysteme ab ca. 1820 erfahren hat. Die irreversiblen Eingriffe lassen sich heute vielerorts aufgrund einer tief eingeschnittenen Flusssohle beobachten. Eintiefungsraten von über 8 m in die geologische Vergangenheit sind dabei keine Seltenheit (vgl. Kapitel 4.1.2).

### 3.1.2 Hydrologische Verhältnisse

Teilaspekte der hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet können anhand historischer Lattenpegeldaten bereits ab dem Jahre 1826 belegt werden. Für die folgende allgemeine Übersicht wird auf Messergebnisse der jüngeren Vergangenheit zurückgegriffen.

**Tab. 3.2:** Stammdaten der untersuchten Flüsse, verändert nach: Hauf (1952), Schiechl (1982), Scheunenpflug (1993), Bliemel (1992), Wilhelm (1992), Rümelin & Eckoldt (1998), Nowotny (1999, 2001), Wetzstein (2002), BfW Bayern (2001, 2005), HND Bayern (2010). Die Angaben MQ beziehen sich auf den jeweils letzten amtlichen, flussabwärts gelegenen Pegel nach Angaben des DGJ 2001 (BfW Bayern 2005) und des HND Bayern (2010). Die Lauflängen differieren nach unterschiedlichen Quellen z. T. erheblich<sup>12</sup>.

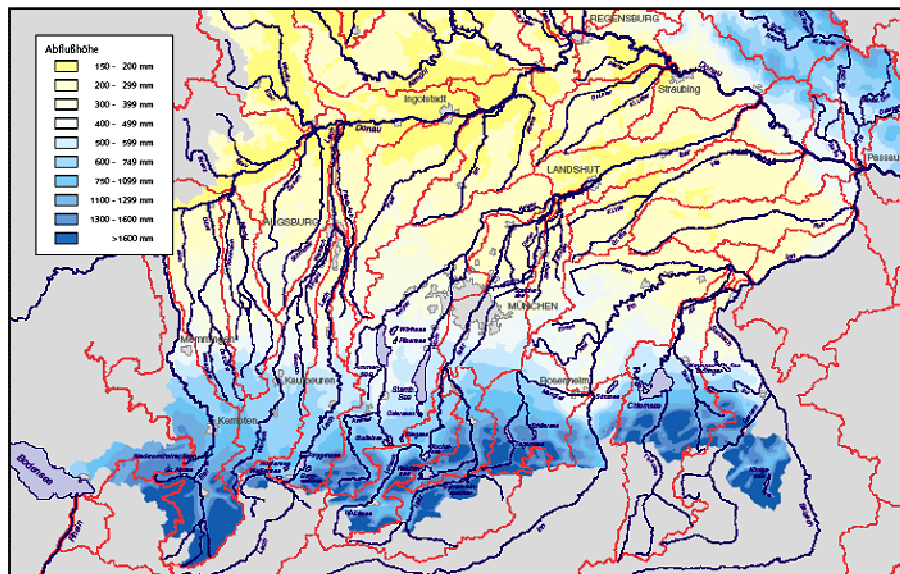
Fluss	Quellgebiet	Lauflänge	oberirdisches Einzugsgebiet	MQ Sommer
Iller	Allgäuer Hochalpen	~ 160 km	2215 km <sup>2</sup>	79,3 m <sup>3</sup> /s (Pegel Wiblingen)
Wertach	Allgäuer Alpen	~135 km	1290 km <sup>2</sup>	16,7 m <sup>3</sup> /s (Pegel Türkheim)
Lech	Räthische Alpen (Vorarlberg)	~ 250 km	4162 km <sup>2</sup>	136 m <sup>3</sup> /s (Pegel Augsburg)
Isar	Karwendelgebirge	~ 260 km	8960 km <sup>2</sup>	191 m <sup>3</sup> /s (Pegel Plattling)
Inn	Malojapass (Engadin)	~ 520 km	26100 km <sup>2</sup>	972 m <sup>3</sup> /s (Pegel Passau)
Salzach	Kitzbühler Alpen	~ 220 km	6700 km <sup>2</sup>	332 m <sup>3</sup> /s (Pegel Burghausen)

<sup>12</sup> Die inhomogenen Angaben zu den einzelnen Lauflängen liegen u. a. in unterschiedlichen Meßmethoden begründet. Zu differenzieren ist beispielsweise, ob sich die erhobene Lauflänge auf die Tallänge oder auf den gewundenen Flusslauf bezieht.

In Tabelle 3.2 sind die Stammdaten „Quellgebiet“, „Lauflänge“, „oberirdisches Einzugsgebiet“ und „MQ (mittlerer Abfluss) Sommer“ der einzelnen Einzugsgebiete gegenübergestellt. Die Abflussverhältnisse während der Sommermonate besitzen eine herausragende Bedeutung für die Hochwassersfrequenz des BAV (vgl. Kapitel 5.2).

Die im Westen des BAV gelegenen Flüsse Iller und Wertach besitzen flächenmäßig die kleinsten Einzugsgebiete. Der größte Flächenanteil innerhalb des hydrologischen Untersuchungsgebietes kommt dem Inn zu, der mit einer Länge von 520 km auch mit Abstand der längste Flusslauf ist. Mit steigendem Flächenanteil der oberirdischen Einzugsgebiete nimmt auch der MQ während der Sommermonate zu. Die größte Abflusssspende pro km<sup>2</sup> kann für die Salzach indiziert werden.

In Abbildung 3.4 sind die Abflussverhältnisse des Untersuchungsgebietes, die einem ausgeprägten Nord-Süd Gradient folgen, dargestellt. Dieser Gradient wird durch die zunehmende mittlere Höhe in südlicher Richtung und eine dadurch bedingte ansteigende Bedeutung von Stau- und Hebungsprozessen verursacht. Die in Abbildung 3.4 dargestellten mittleren Abflussverhältnisse müssen weiter nach jahreszeitlichen Einflussfaktoren differenziert werden. Die Unterteilung der jahreszeitlichen Einflussfaktoren folgt chronologisch dem hydrologischen Jahr<sup>13</sup> und beginnt mit dem Winterhalbjahr (01.11. – 30.04.).

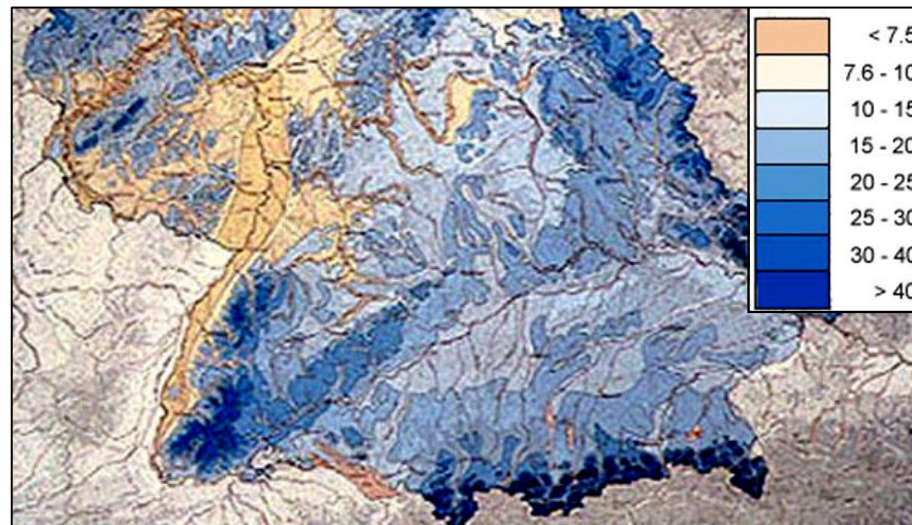


**Abb. 3.4:** Mittlerer Jahresabfluss in Bayern 1961 – 1990 (verändert nach LfU Bayern 2010)

Mit zunehmender Höhenlage gewinnt die Schneeretention für den Abfluss an Bedeutung. Der in fester Form gespeicherte Niederschlag wird zeitverzögert, in Abhängigkeit zu den Temperaturverhältnissen, für den Abfluss bereitgestellt. In Abbildung 3.5 ist der mittlere Anteil der Schneemenge am Gesamtniederschlag in Prozent, territorial auf Deutschland begrenzt, dargestellt. Mit zunehmender

<sup>13</sup> Das hydrologische Jahr wird synonym auch als Wasserwirtschaftsjahr oder Abflussjahr bezeichnet und beginnt in Deutschland am 01. November und endet mit dem 31. Oktober (DIN 4049-1)

Höhe steigt der Anteil des Niederschlags in Form von Schnee auf über 40 %, nicht dargestellt ist die Korrelation Schneemenge/mittlere Höhenlage der Einzugsgebiete in Österreich.



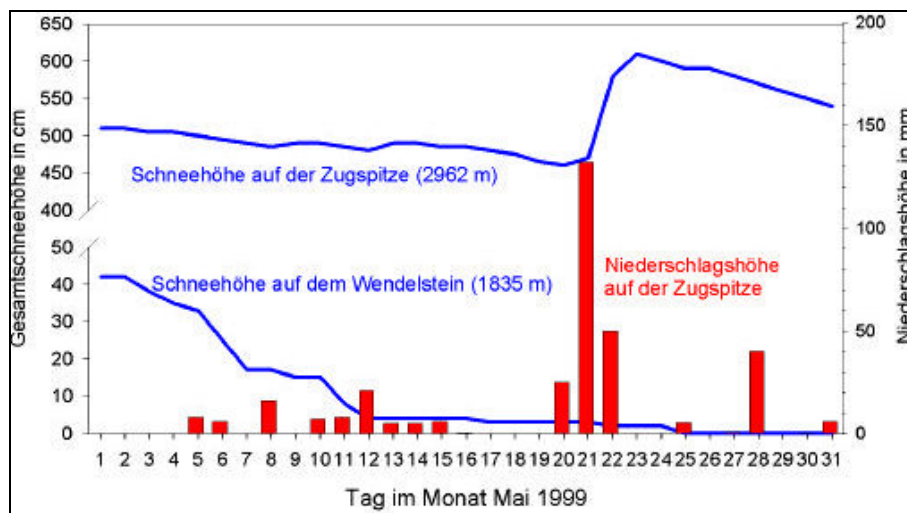
**Abb. 3.5:** Mittlerer Anteil der Schneemenge am Gesamtniederschlag in Prozent (verändert nach Keller 1979, S. 19)

Stellvertretend für alle Einzugsgebiete werden die Verhältnisse im Lechtal vorgestellt, die weitgehend die mittleren Bedingungen des Untersuchungsgebietes mit seinem Wandel von West nach Ost wiedergeben. Wilhelm (1992) beschreibt für das Lecheinzugsgebiet das Maximum der Schneeretention über einer Höhe von 1400 m, das oberste Einzugsgebiet erreicht eine Rahmenhöhe bis 2700 m. Das Maximum der Schneeretention wird in diesen Höhenlagen im April erreicht, die darunter liegende Höhenstufe erreicht dieses Maximum bereits im März. Die Dauer der Schneedeckenlage nimmt im Mittel pro 100 Höhenmeter um rund 10 Tage zu. Die mittlere Schneedeckenlage beträgt beispielsweise in Lechbruck a. See (737 m ü. NN) um 100 Tage, für Lagen über 2400 m werden 290 Tage beschrieben. Der Schneeschmelzabfluss hat je nach Pegellage unterschiedliche Bedeutung. Im Oberlauf des Lechs lässt sich der Schneeschmelzabfluss auch ohne Beteiligung von Niederschlag nachweisen. Bei den Vorlandpegeln, wie beispielsweise beim Pegel Augsburg, ist die Abflussspende der Schneeschmelze etwa gleich groß wie die der reinen Regenabflüsse im Sommer (vgl. Wilhelm 1992). Für eine quantitative Beziehung zwischen der Schneeretention und dem Abfluss muss aber das Schneewasseräquivalent (SWE) bekannt sein. Das SWE beschreibt die Wassermenge in mm Wassersäule, die in einer Schneedecke mit bekannter Höhe und Dichte gespeichert ist. Das SWE wurde beispielsweise am Vernagtferner<sup>14</sup> für die Jahre 2002 bis 2004 untersucht. Stichproben haben ein mittleres Verhältnis von 1/2,6 (Wasser/Schneedecke) ergeben (vgl. Plattner 2004).

<sup>14</sup> Der Vernagtferner liegt im Ötztal und entwässert über den Inn in die Donau.

### Schneedecke und Hochwasser

Die Bedeutung der Schneeretention für den Hochwasserfall kann beispielsweise anhand der rezenten Hochwasserkatastrophe vom Mai 1999 (Pfingsthochwasser) aufgezeigt werden. In Abbildung 3.6 ist die Entwicklung der Schneedeckenhöhe und der Niederschlagshöhe für den Monat Mai an den Messstationen Wendelstein und Zugspitze (beide Einzugsgebiet Isar) dargestellt.

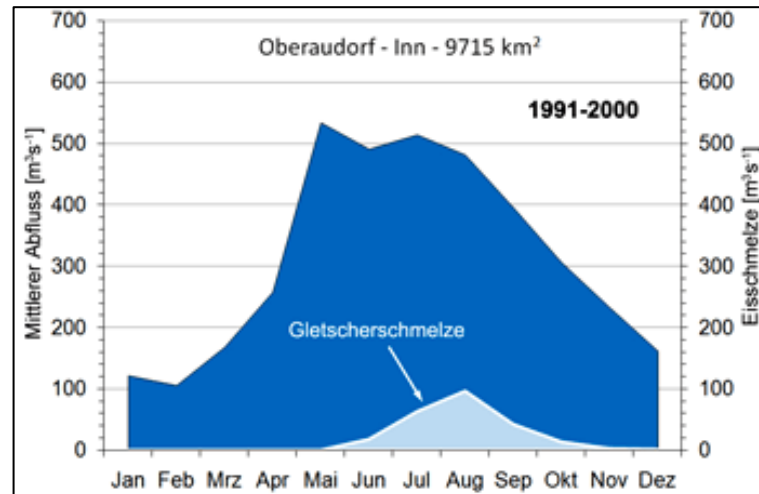


**Abb. 3.6:** Zeitlicher Verlauf der täglichen Niederschlagshöhe im Donaeinzugsgebiet sowie der Schneedeckenhöhe auf der Zugspitze und auf dem Wendelstein im Mai 1999 (Rudolf & Simmer 2002, S. 12)

Die teilweise extremen Abflussraten während des Pfingsthochwassers 1999 sind durch eine Kopplung von Starkniederschlägen und Schneeschmelze zustande gekommen. Die sukzessive Schneedeckenabnahme mit Beginn des Monats Mai (vgl. die Entwicklung an der Station Wendelstein in Abb. 3.6) führte bereits vor den starken Niederschlägen des 21. und 22. Mai zu hohen Flusspegeln. Rudolf & Simmer (2002) beschreiben für dieses Ereignis eine Schneeschmelze in alpinen Lagen von mehr als 2000 m Höhe. Der Zeitpunkt der Katastrophe in der zweiten Maihälfte kann aufgrund seiner Genese zu den sommerlichen Ereignissen gezählt werden. Generell hat sich im Laufe der Untersuchung gezeigt, dass Hochwasser der zweiten Maihälfte häufig Analogien zu den Hochwasserereignissen der Sommermonate aufweisen, im Mittel kommt es im (Früh-) Sommer generell zu einer Überlagerung von Schneeschmelze und Niederschlagsmaximum. Der Schneeschmelzabfluss formt grundlegend die mittlere Abflussganglinie des Basisabflusses. Dementsprechend kann sich der Schneeschmelzanteil hochwasserrelevant auswirken.

Neben dem Einfluss der Schneeretention bzw. der Schneeschmelze auf den Abfluss stellt sich mit Hinblick auf die Einzugsgebiete auch die Frage nach der Bedeutung alpiner Gletscher. Innerhalb des hydrologischen Untersuchungsraumes besitzen nur noch die Einzugsgebiete von Inn und Salzach für den Abfluss nen-

nenswerte Gletscheranteile. Die anderen, weniger stark alpin dominierten Einzugsgebiete weisen nur noch schwindende Gletscherreste auf. In den deutschen Alpen lassen sich gegenwärtig nur noch 5 Gletscher(-reste) beschreiben, die zusammen weniger als einen Quadratkilometer bedecken<sup>15</sup>. In Abbildung 3.7 ist exemplarisch der Anteil der Gletscherschmelze des Inns am Pegel Oberaudorf dargestellt. Das Maximum wird im Hochsommer erreicht und speist ca. 100 m<sup>3</sup>/s zu.



**Abb. 3.7:** Mittlerer prozentualer Anteil des Schmelzwassers der Gletscher am Abfluss des Inns bei Oberaudorf (LRZ 2011)

In der Vergangenheit waren die alpinen Gletscher immer wieder Massengewinnen und Massenverlusten ausgesetzt (vgl. Kapitel 3.2.2). Diese glazialen Prozesse müssen sich in Schwankungen des Gletscherabflusses widerspiegeln haben. Die nachhaltigste Veränderung der Gletscherbilanz innerhalb des Untersuchungszeitraums beginnt mit dem letzten Gletscherhöchststand um 1855 und einem bis heute andauernden Massenverlust. Exemplarisch wird das Beispiel Vernagtferner vorgestellt. Dieser Alpengletscher wird seit über 100 Jahren beobachtet und untersucht. Der Massenverlust zwischen den Jahren 1845 und 2006 beläuft sich auf 73 %, die vergletscherte Fläche<sup>16</sup> hat sich zwischen den Jahren 1912 bis 2006 um 30 % verringert (vgl. LRZ München 2010). Die Zukunftsszenarien aus dem Forschungsprojekt GLOWA-Danube beschreiben einen weiteren dramatischen Rückgang der Eisreserven innerhalb der nächsten 5 Dekaden (vgl. GLOWA-Danube 2011). Die verbliebenen Gletscherflächen verlieren durch den fortschreitenden Schwund zunehmend die Fähigkeit, flüssige Niederschläge zeitverzögert abfließen zu lassen. Der Abfluss gelangt schneller zum Vorfluter und kann somit die Entstehung einer Hochwassersituation forcieren.

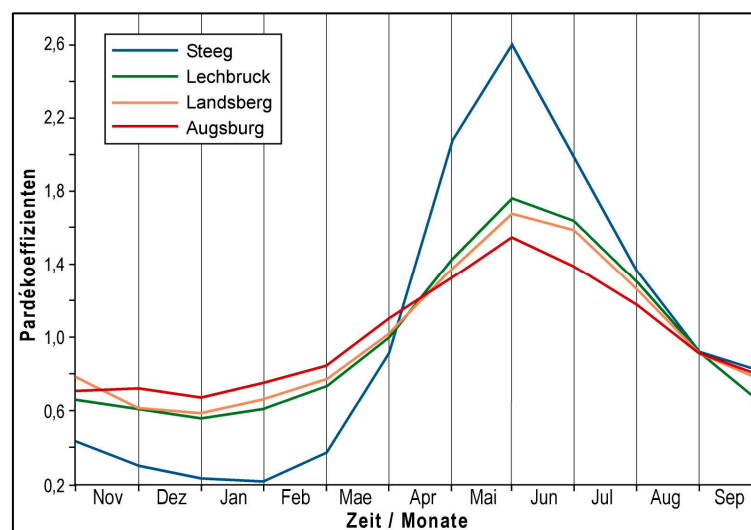
<sup>15</sup> Die deutschen Gletscher: nördlicher und südlicher Schneeferner, Höllentalferner, Watzmanngletscher, Blaueis (LRZ 2010)

<sup>16</sup> Basis dieser Berechnung ist die Fläche des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach.



## Pardé-Koeffizienten

In Abbildung 3.8 sind die unterschiedlichen Ausprägungen der Abflussganglinien an unterschiedlich hoch gelegenen Pegelstellen des Lechs mittels Pardé-Koeffizienten stellvertretend für das Untersuchungsgebiet dargestellt. Entsprechend der räumlichen Verteilung nach Höhenlage zeigt der im inneralpinen Lechtal gelegene Pegel Steeg (1122 m ü. NN) eine verhältnismäßig extreme Reaktion auf den durch Schneeretention geprägten Abfluss. Zwischen den Monaten Januar und Februar geht der Pardé-Koeffizient gegen Null, im Frühsommer erreicht der Pegel Steeg ein Maximum. Die Höhenlage der weiteren in Abbildung 3.8 aufgeführten Ortschaften: Lechbruck a. See (737 m ü. NN), Landsberg am Lech (585 m ü. NN), Augsburg (494 m ü. NN).



**Abb. 3.8:** Pardékoeffizienten der Lechpegel Steeg, Lechbruck, Landsberg und Augsburg, Klimanormalperiode 1960 – 1999 (verändert nach Wilhelm 1992)

Willhelm (1992) differenziert den jährlichen Abfluss nach jahreszeitlichen/hydrologischen Aspekten in:

- Winterabfluss (01. November bis Ende Februar)
- Schneeschmelzabfluss (01. März bis Ende Juli)
- Sommerabfluss (01. August bis Ende Oktober)

Der mittlere Winterabfluss ist durch relative Niederschlagsarmut im Alpenvorland und Schneeretention gekennzeichnet, der Schneeschmelzabfluss fällt zeitgleich mit dem jährlichen Niederschlagsmaximum zusammen. Der Sommerabfluss wird hauptsächlich durch Niederschläge in flüssiger Form gespeist.

Ein Vergleich der Pardé-Koeffizienten für die ausgewählten Pegelmessstellen Kempten (Iller), Wertach (Türkheim), Augsburg (Lech), Landshut (Isar), Inn (Wasserburg) und Burghausen (Salzach) zeigt weitgehend analoge Abflusstypen auf. Charakteristisch für das BAV ist der Alpenrandtyp (vgl. Liedtke & Marcinek

2002), der einem einfachen pluvio-nivalen Regime unterliegt (vgl. Abb. 3.8). Eine Ausnahme dazu bildet die Wertach, die aufgrund ihres geringen alpinen Anteils als Alpenvorlandfluss definiert werden kann. Dementsprechend ist die jährliche Abflussganglinie durch ein schwach ausgeprägtes Maximum bereits in den Monaten März/April gekennzeichnet. Innerhalb des Untersuchungsgebietes kann ein West-Ost Wandel anhand der zeitlichen Verschiebung der Abflussmaxima konstatiert werden. Mit dieser zeitlichen Verschiebung geht auch ein sukzessiver Wandel der pluvio-nivalen Ausprägung in ein nival-pluivales Regime über. Das Abflussmaximum an der Iller konzentriert sich auf den Monat Mai, Lech und Salzach haben ihr Maximum im Juni, am Inn lässt sich ein Maximum für die Monate Juni und Juli konstatieren. Der Pardé-Koeffizient des Pegels Burghausen (Salzach) weist innerhalb des BAV der stärksten Ausprägung auf. Das stark alpin geprägte Abflussregime hat ein deutlich betontes Jahresmaximum während der Monate Mai bis August und überschreitet als einziger Fluss den Pardé-Koeffizienten von 3. Zum Vergleich dazu der im inneralpinen Lechtal gelegene Pegel Steeg, der „nur“ einen Koeffizienten von 2,6 erreicht (vgl. Abb. 3.8). Der Vergleich der Koeffizienten beschreibt indirekt die Höhenverhältnisse der Einzugsgebiete zueinander und die dadurch bedingten Grade alpiner Prägung. Dem Anteil alpiner Lagen kommt eine besondere Bedeutung für den Hochwasserabfluss zu. Die Abflusssspende ist innerhalb der alpinen Einzugsgebiete besonders stark ausgeprägt und nimmt nach Liedtke & Marcinek (1995) im Mittel Werte von  $> 20 \text{ l/s km}^2$  ein. Diese hohe Abflusssspende ist in Zusammenhang mit der Reliefenergie und einer verhältnismäßig geringen Zwischenspeicherung zu sehen.

Um die Differenzierung der Abflusssspenden zwischen den alpinen Lagen und dem Voralpenland zu veranschaulichen, wurde der mittlere Hochwasserabfluss (MHQ) zu dem alpinen Flächenanteil sowie zu dem alpinen Anteil des MHQ in Beziehung gesetzt. Diese Differenzierungen orientieren sich an der Verfügbarkeit der Daten des DGJ 2001 (BLW 2005) und des Hochwassernachrichtendienstes Bayern (HND 2010), die in Tab. 3.3 gegenübergestellt sind. Die Pegelauswahl orientiert sich an den definierten naturräumlichen Abgrenzungen der außer- und inneralpinen Teilräume (vgl. Tab. 3.1). Als letzter amtlicher Pegel gilt derjenige Pegel, für den Abflusshauptwerte verfügbar waren.

Aus Tabelle 3.3 lässt sich die Bedeutung der alpinen Anteile für den mittleren Hochwasserabfluss entnehmen. Im alpinen Lechtal entstehen auf knapp 35% der gesamten Einzugsgebietsfläche nahezu 80% des MHQ (einschließlich Pegel Augsburg). Der Vergleich von Flächenanteil und alpinem MHQ spiegelt zugleich den Grad der unterschiedlichen alpinen Prägung wider. Der Unterschied zwischen diesen Werten ist an Salzach und Inn am geringsten ausgeprägt, den Einzugsgebieten mit den verhältnismäßig größten alpinen Flächenanteilen.

**Tab. 3.3:** Prozentualer Anteil der mittleren alpinen Hochwasserabflüsse (MHQ) in Bezug auf den mittleren Gesamthochwasserabfluss der einzelnen Einzugsgebiete. Als mittlerer Gesamthochwasserabfluss wird der MHQ des jeweils letzten, flussabwärts gelegenen amtlichen Pegels definiert (nach Daten LfW Bayern 2005, HND Bayern 2010)

	<b>Einzugsgebiet</b>  (in km <sup>2</sup> ) einschließlich dem letzten amtlichen Pegel	<b>MHQ</b>  (in m <sup>3</sup> /s) am letzten amtlichen Pegel vor der Mündung	<b>alpiner Flächenanteil</b> (in %) bezogen auf letzten amtlichen Pegel	<b>alpiner Abfluss MHQ</b> (in %) bezogen auf letzten amtlichen Pegel
Iller	Pegel Wiblingen 2115 km <sup>2</sup>	462 m <sup>3</sup> /s	Pegel Kempten 955 km <sup>2</sup> ~ <b>45%</b>	373 m <sup>3</sup> /s ~ <b>81%</b>
Wertach	Pegel Türkheim 671 km <sup>2</sup>	175 m <sup>3</sup> /s	Pegel Sebastianskapelle 61 km <sup>2</sup> ~ <b>9 %</b>	54,8 m <sup>3</sup> /s ~ <b>31%</b>
Lech	Pegel Augsburg 3803 km <sup>2</sup>	594 m <sup>3</sup> /s	Pegel Füssen 1424 km <sup>2</sup> ~ <b>34,5%</b>	470 m <sup>3</sup> /s ~ <b>79%</b>
Isar	Pegel Plattling 8839 km <sup>2</sup>	555 m <sup>3</sup> /s	Pegel Bad Tölz Brücke 1542 km <sup>2</sup> ~ <b>17%</b>	241 m <sup>3</sup> /s ~ <b>43%</b>
Inn	Pegel Passau Ingling 26063 km <sup>2</sup>	2950 m <sup>3</sup> /s	Pegel Oberaudorf 9714 km <sup>2</sup> ~ <b>37%</b>	9715 m <sup>3</sup> /s ~ <b>42%</b>
Salzach	Pegel Burghausen 6649 km <sup>2</sup>	1400 m <sup>3</sup> /s	Pegel Salzburg 4427 km <sup>2</sup> ~ <b>66%</b>	1010 m <sup>3</sup> /s ~ <b>72%</b>

### Hochwasserbegünstigende Faktoren

Die jahreszeitliche Hochwasserhäufigkeit im BAV wird Generell von den Sommermonaten dominiert (vgl. Kapitel 5.2). Zu dieser Jahreszeit besteht, bedingt durch das zeitliche Zusammenfallen von Schneeschmelze und mittlerem jährlichem Niederschlagsmaximum, die größte Hochwasserwahrscheinlichkeit (vgl. Kapitel 3.2.1). Neben den synoptischen Voraussetzungen für eine Hochwasser-



genese, die in Kapitel 3.3 diskutiert werden, spielen weitere Rahmenbedingungen eine wichtige Rolle. Eine wichtige Komponente besteht in der temporären Beschaffenheit des Untergrundes. Zu den natürlichen Hochwasser begünstigenden Faktoren zählen Bodensättigung, gefrorener Boden, Schneedecke und Verschlämmung der Bodenporen (vgl. Kästner 1997).

Im BAV sind hydrologische Extremereignisse häufig an Bodensättigung gekoppelt. Dabei wird die Zwischenspeicherfunktion der Böden durch vorhergehende Niederschläge minimiert bzw. egalisiert. Die rezenten Hochwasserereignisse, die in Kapitel 3.3 und 4.4.2 vorgestellt werden, werden zumeist von Vorsättigung begleitet. Diese Begleiterscheinung lässt sich auch vielfach bei historischen Ereignissen feststellen. Neben den natürlichen Faktoren zählen auch anthropogene (permanente) Eingriffe in den Naturhaushalt mit zu den Hochwasser begünstigenden Faktoren, die in Kapitel 3.4 vorgestellt werden.

### **Versuch einer allgemein gültigen Definition für Hochwasserereignisse**

*„Bei gewöhnlichen Hochwassern wird der Fluss das Flussbett mehr oder weniger füllen, bei Überschwemmungen wird er die Ufer desselben überschreiten.“*  
(Sonklar 1883, S.36)

Diese historische Definition zeigt bereits erste Schwierigkeiten hinsichtlich einer allgemeingültigen Definition. Deutlich wird zwischen Hochwasser und Überschwemmung differenziert. Dementsprechend gestaltet es sich kompliziert, eine allgemeingültige Definition für Hochwasser zu finden (vgl. Sturm et al. 2001). Eine klare Abgrenzung wird zusätzlich aufgrund der Länge des Untersuchungszeitraums, der in Abhängigkeit generierten Zeitreihen zum Teil im 14. Jh. beginnt, erschwert. Die Definition für Hochwasser vor den ersten (systematischen) Eingriffen des Menschen in die natürlichen Flusssysteme muss eine andere sein als diejenige, die für die gegenwärtigen Verhältnisse herangezogen wird. Zwischen diesen Extrempositionen liegt eine lange Übergangsphase, die Mitte der 1850er Jahre beginnt. Hier kommt es zu einer Überlagerung multipler Trends wie das Ende der Kleinen Eiszeit und den ersten systematischen Eingriffen in Flusssysteme des BAV. Selbst der gegenwärtige Status der Flussläufe ist nicht fest fixiert sondern unterliegt permanenten Veränderungen. Den mit Beginn systematischer Eingriffe initiierten flussmorphologischen Prozessen muss bis heute mit technischen Maßnahmen entgegen getreten werden. Besonders nachhaltig wirkt sich die Sohleintiefung aus, der schon im 19. Jh. mit Querbauten entgegen gewirkt werden musste. Dadurch wurden künstliche Erosionsbasen und Akkumulationsstrecken geschaffen, die bis heute mit einer enorm gestörten Geschiebefracht einhergehen. Ein Umdenken im Hochwasserschutz der letzten Jahre führt zu weiteren Veränderungen innerhalb der anthropogen überprägten Flusssysteme. Im Rahmen des natürlichen Hochwasserschutzes findet dort, wo es möglich ist<sup>17</sup>, ein Rückbau zu möglichst naturnahen Verhältnissen statt.

---

<sup>17</sup> Restriktiv wirken sich bestehende Bebauung, Besitzverhältnisse und die finanziellen Mittel der zuständigen Behörden aus

Die Verhältnisse an den nordalpinen Flüssen vor und nach 1850 lassen sich hinsichtlich einer Hochwasserdefinition nur bedingt miteinander vergleichen. Aufgrund der enorm hohen Geschiebe- und Geröllfracht aus den Bergen und den natürlichen Erosionsbasen konnten sich kilometerbreite, flache Flussbette ausprägen (vgl. Kapitel 3.4). Die alpinen Flussbette wurden innerhalb eines hydrologischen Jahres im Regelfall nur wenige Male von Flusssufer zu Flusssufer überspült und durchflossen. Mit hoher Regelmäßigkeit wurde das gesamte Flussbett von der (früh-) sommerlichen Schneeschmelze durchströmt, ein Übertreten der Wassermassen über die häufig verhältnismäßig geringen Seitenböschungen auf das Festland war nicht auszuschließen.

Abgesehen von einer enorm differenzierten Oberflächengestalt lassen sich die Verhältnisse vor 1850 ausschließlich anhand von Schadensbeschreibungen semi-quantitativ analysieren (vgl. Kapitel 4.2.1). Ab 1826 liegen amtliche Wasserstandsangaben vor, für die sich statistisch Hochwasserschwellenwerte berechnen lassen. Diese grundverschiedene Daten-Ausgangslage macht eine einheitliche Definition unmöglich. Zur Gewährleistung einer Vergleichbarkeit wurden die unterschiedlichen Datengrundlagen in Näherung homogenisiert (vgl. Kapitel 4.2.2). Einen gemeinsamen Nenner der Definition bilden vor 1850 eine 3skalige Schadensabstufung und nach 1850 statistische Schwellenwerte, die sich an der Schadensabstufung orientieren.

## **3.2 Klima**

Neben den allgemeinen klimatischen Verhältnissen des BAV werden in diesem Kapitel klimatisch relevante systeminterne und -externe Rahmenbedingungen vorgestellt. Der zeitliche Rahmen der erhobenen Daten fällt mit dem Beginn der „Kleinen Eiszeit“ zusammen. Diese Klimaepoche begleitet die Hochwassergeschichte bis in die Mitte des 19. Jh.s und bedarf dementsprechend einer genauen Analyse. Die rezenten Entwicklungen sowie mögliche Zukunftsszenarien werden ebenfalls vorgestellt. Abschließend werden die hochwasserrelevanten Wetterlagen differenziert und der östliche nordatlantisch-europäische Raum mit seiner meteorologischen Bedeutung für das Untersuchungsgebiet vorgestellt.

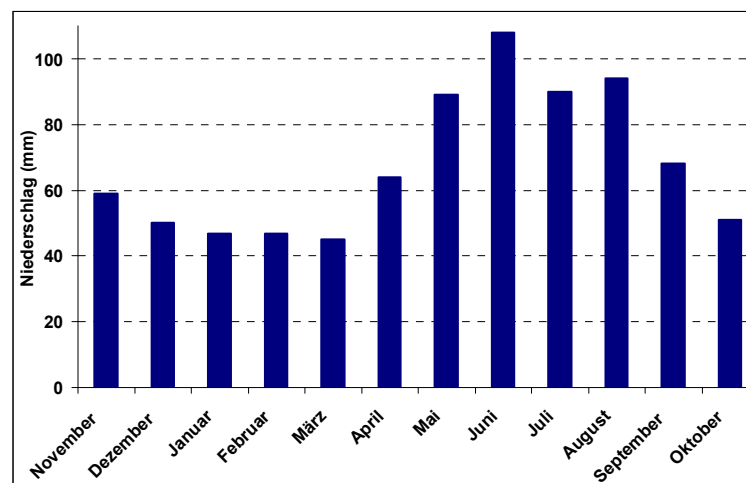
### **3.2.1 Allgemeine klimatische Verhältnisse**

Der Untersuchungsraum befindet sich klimatisch betrachtet an einer komplexen Scharnierstelle des europäischen Klimageschehens. Das alpine Orogen stellt einen Übergangsraum für das europäische Klima vom maritim geprägten Westen zum kontinentalen Osten in zonaler Richtung und vom Mittelbreitenklima im Norden zum mediterranen Klima im Süden dar. Diese besondere Lage der Alpen und des BAV inmitten der Klimate Europas weist eine hohe Sensitivität gegenüber klimatischer Veränderungen auf. Auer et al. (2007) heben hervor, dass der

Großraum Alpen (GAR, Greater Alpine Region) besonders stark vom globalen Klimawandel betroffen ist. Während die globale Temperatur seit Mitte des 19. Jh.s im Mittel um ca.  $0,8^{\circ}\text{C}$  angestiegen ist, fällt der mittlere Temperaturanstieg im Alpenraum mit ca.  $1,6^{\circ}\text{C}$  doppelt so hoch aus. Von besonderem Interesse ist die Fragestellung, ob sich das Klima auf Intensität und Verteilung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet auswirken kann bzw. in historischer Vergangenheit ausgewirkt hat.

Das Untersuchungsgebiet BAV ist von den typischen Strömungsverhältnissen der Mittelbreiten geprägt, es dominieren die Windrichtungen West und Westwestsüd. Die räumliche Niederschlagsverteilung unterliegt nahezu ausschließlich einer meridionalen Änderung (vgl. Hendl 1995). Im Mündungsbereich der untersuchten Flüsse zur Donau wird der geringste durchschnittliche Jahresniederschlag mit Werten um 700 mm gemessen. Mit zunehmender Höhe nimmt der Niederschlag in südlicher Richtung im BAV zu, am Alpenrand wird ein mittlerer Niederschlag von 1500 mm gemessen. Die Zunahme wird durch den Geländeanstieg und eine sukzessive einsetzende Stauwirkung der Alpen bewirkt. Der Jahresgang folgt einem ausgeprägten Sommermaximum, das in Zusammenhang mit einem durchschnittlich erhöhten Dampfdruck des Wasserdampfes und konvektiven Prozessen steht.

In Abbildung 3.9 ist exemplarisch für das außeralpine Untersuchungsgebiet die monatliche Verteilung des Niederschlags von Augsburg dargestellt, die sich zu einem mittleren Gesamtjahresniederschlag von 810 mm summiert (Stadt Augsburg 2009).



**Abb. 3.9:** Langjähriges Mittel der Niederschlagsmengen Augsburg, Zeitreihe 1961 – 1990 (Stadt Augsburg 2009)

Das Niederschlagsmaximum fällt während der Monate Mai bis August, weitgehend analoge Verhältnisse der monatlichen Verteilung finden sich an allen weiteren Pegelstationen. Innerhalb der geringen Horizontalstrecke zwischen den randalpinen Ketten der Voralpen bis in die höchsten Lagen der deutschen Alpen kommt es nochmals zu einem deutlichen Anstieg der durchschnittlichen Nieder-

schlagssummen. In den hohen Lagen des bayerischen Alpenanteils werden Niederschlagswerte von über 2000 mm durchweg überschritten. Generell führen die hohen Umrundungen der Einzugsgebiete (über die Grenzen Deutschlands hinweg) in den nördlichen und zentralen Alpen zu mittleren Niederschlagswerten, die 2500 mm übersteigen können (vgl. Wilhelm 1992). Dieser Umstand trifft vor allem auf die hochgelegenen Teileinzugsgebiete der österreichischen Alpen zu. Die Bedeutung der Höhenlagen für den Niederschlag kann exemplarisch am Einzugsgebiet des Lechs beschrieben werden. Nach Scheurmann (1980) entfallen auf den mittleren Gebietsniederschlag der Jahresreihe 1931 bis 1960 1400 mm. Alleine für den österreichischen Laufabschnitt liegt das jährliche Niederschlagsmittel bei 1800 mm. In den Hochlagen steigt dieses Mittel auf über 2500 mm an (vgl. dazu Wilhelm 1992).

Eine weitere Bedeutung hinsichtlich synoptischer Prozesse und der Strömungsverhältnisse kommt der Form des gesamten Alpenbogens zu. Dabei unterliegt das BAV Bedingungen, die durch den alpinen Gebirgskörper selbst modifiziert werden. Die exponierte Lage im Übergangsbereich zwischen dem Atlantischen Ozean, dem Mittelmeer und der großen eurasischen Kontinentalmasse sowie die Form und Oberflächeneigenschaft der Alpen wirken sich auf das synoptische Umfeld prägend aus. Bei vorherrschender Hauptwindrichtung West bis Nordwest erweist sich die „Hörnchenform“ der Alpen als sehr wetterentscheidend. Je nach Strömung und Frontendurchgang können aufgrund der Form zahlreiche Wetterphänomene ausgelöst werden (vgl. Wanner et al. 2000a, Bacchi & Ranzi 2003).

Der Untersuchungsraum selbst lässt sich weiter in zwei hygrische Regionen unterteilen. Beck (2000) folgend lassen sich die Einzugsgebiete von Iller bis Lech und Isar bis Salzach nach hygrischen Kriterien abgrenzen. Diese hygrische Variabilität erfährt durch Böhm & Wetzel (2006) weitere Bestätigung: eine Analyse der Hochwassergeschichte von Lech und Isar hat deutlich raumzeitliche Unterschiede mit Hinblick auf das Hochwasserauftreten hervorgebracht.

### **Globale Einflüsse auf das Klima**

Neben den klimatischen Verhältnissen auf regionaler Ebene unterliegt das Untersuchungsgebiet auch dem Einfluss weltweiter Klimavariabilität. In Tabelle 3.4 sind globale Telekonnektionen mit ihren Wirksphären bis auf die regionale Ebene Alpenraum dargestellt. Der Untersuchungsraum wird besonders von der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und dem Eurasian Pattern, zwei systeminternen Oszillationen, beeinflusst. Eine Analyse der Korrelation zwischen NAO und (sommerlicher) Hochwasserfrequenz des BAV wird durch lange Zeitreihen ermöglicht (direkte Beobachtung ab Mitte des 19. Jh.s und Rekonstruktion bis 1500, vgl. Kapitel 3.2.2). Derartige Zeitreihen stehen für den Eurasian Pattern nicht zur Verfügung.

**Tab. 3.4:** Der Einfluss globaler Klimavariabilität auf die Alpen, gezeigt am Beispiel eines Wirkungsgefüges mit sechs Boxen. Das Wirkungsgefüge folgt synoptischem Up- und Downscaling, die Doppelpfeile markieren die Wechselwirkungen zwischen zwei Skalenbereichen. ENSO: El Niño – Southern Oscillation; QBO: Quasi-Biennial Oscillation; SSW Sudden Stratospheric Warming; MJO Madden-Julian- Oscillation; NPO: North Pacific Oscillation; PNA: Pacific North American Pattern; EP: Eastern Pacific Pattern; WP: Western Pacific Pattern; NAO North Atlantic Oscillation; WA: Western Atlantic Pattern; ACV: African Climate Variability; EA: Eastern Atlantic Pattern; EU: Eurasian Patter (verändert nach Wanner et al. 2000a)

Tele-konnektionen		Räumliche Wirksphäre
<b>ENSO/QBO/SSW</b>	Globaler Energie- und Massenaustausch: Ozean- und Atmosphärendynamik, globale Druck- und Windfelder	<b>Global</b>
	↕	
<b>MJO</b>	Dynamik der Hadleyzellen, Passatsystem und Subtropenjet, subtropische Hochdruckgebiete (Monsunsysteme)	<b>Global bis hemisphärisch</b>
	↕	
<b>NPO/PNA/EP/WP</b>	Ozeanzirkulation - Meeresoberflächentemperatur - Meereis _ Dynamik der außertropischen Westwinddrift	<b>Global bis hemisphärisch</b>
	↕	
<b>NAO/WA / ACV/EA / EU</b>	NATW- Bildung und Meereisdynamik des Nordatlantiks, atmosphärische Zirkulation im Nordatlantikgebiet	<b>Hemisphärisch bis kontinental</b>
	↕	
	Synoptisch-klimatologische Konfiguration über West- und Zentraleuropa	<b>Kontinental (Europa)</b>
	↕	
	Synoptisch-klimatologische Konfiguration sowie Wetter und Klima der Alpen	<b>Regional (Alpen)</b>

### 3.2.2 Klimatische Rahmenbedingungen

Mit Hinblick auf die Klimavariabilität wird die systeminterne Schwankung der NAO sowie die systemexterne Schwankung der Sonnenaktivität vorgestellt.

#### Solarstrahlung

Die Strahlung der Sonne ist der grundlegende Motor des Klimasystems. Die solare Strahlung unterliegt unterschiedlich ausgeprägten Aktivitätsschwankungen. Schwankungen der klimatischen Kenngröße Temperatur werden mit der Sonnenfleckenaktivität unseres Zentralgestirns in Verbindung gebracht. Quantitativ werden die Sonnenflecken in Form der Sonnenflecken-Relativzahlen erfasst. Dabei ist zu beachten, dass Sonnenflecken per se relative Kältegebiete der Photosphäre darstellen. Die Begleiterscheinungen der Sonnenaktivität bei erhöhter Sonnenfleckenzahl-Relativzahl führen zu einer Überkompensation der Abkühlung und strahlen in Summe stärker aus als ein „ruhiger“ Zustand der Sonne<sup>18</sup> (vgl. Schönwiese 2008). Lassen & Friis-Christensen (1995) beschreiben einen 11jährigen Zyklus in Zusammenhang mit der Sonnenfleckenaktivität (Schwabe-Zyklus). Neben dieser verhältnismäßig kurzfristigen Schwankung lassen sich längerfristige, quasizyklische Schwankungen beschreiben. Dazu zählen u. a. der Hale- (22a), Schöve- (40-50a), Gleissberg- (75 - 90a) und der Jose-Zyklus (180-200a).

Neben diesen Zyklen lassen sich Episoden mit (stark) eingeschränkter Sonnenaktivität beschreiben. Dazu zählt das Maunder Minimum, das neben dem Dalton Minimum zu den direkt beobachteten Phasen stark verminderter Sonnenaktivität zählt. Weitere Phasen starker Reduktion solarer Aktivität wurden anhand von Proxydaten abgeleitet. Dazu zählen das Spörer und das Wolf Minimum. Gustav Spörer beschrieb erstmals zu Mitte des 19. Jh.s eine verringerte Sonnenfleckenaktivität für das heute nach ihm benannte Minimum. Einen Zusammenhang zwischen der Sonnenfleckenaktivität und der natürlichen Klimavariabilität wurde erstmals von dem britischen Astronomen Edward Maunder beschrieben. Das Maunder Minimum (1645 – 1715), eine Phase außergewöhnlicher Abkühlung, fiel mit einer Periode minimaler Sonnenaktivität bei minimaler Sonnenfleckenzahl zusammen (u. a. Lean & Rind 1998, 1999, Wanner et al. 2000a). Das Maunder Minimum lässt sich noch weiter in das allgemeine und das späte Maunder Minimum (1675 – 1715) spezifizieren. Das Daltonminimum wird zwischen den Jahren 1790 und 1830 ebenfalls mit einem Rückgang der solaren Aktivität beschrieben (z. B. Komitov & Kaftan 2004). Nach Glaser (2008) lassen sich alle Phasen ausgeprägter Sonnenfleckenminima mit Perioden markanter Temperaturrückgänge in Verbindung setzen. In Tabelle 3.5 sind die markanten Phasen anormaler Temperatúrausprägung aufgeführt, die je nach Autor unterschiedlich

---

<sup>18</sup> Begleiterscheinungen der Sonnenaktivität sind u. a. Sonnenfackeln und Protuberanzen (vgl. Schönwiese 2008)

ausfallen. In wie weit sich die Schwankung der Solaraktivität auf die Hochwasserfrequenz des BAV auswirkt, wird in Kapitel 5.4.2 diskutiert.

**Tab. 3.5:** Phasen historischer und aktueller Temperaturanomalien (nach Schönwiese 2008 und Glaser 2008; Angaben Schönwiese in Klammern)

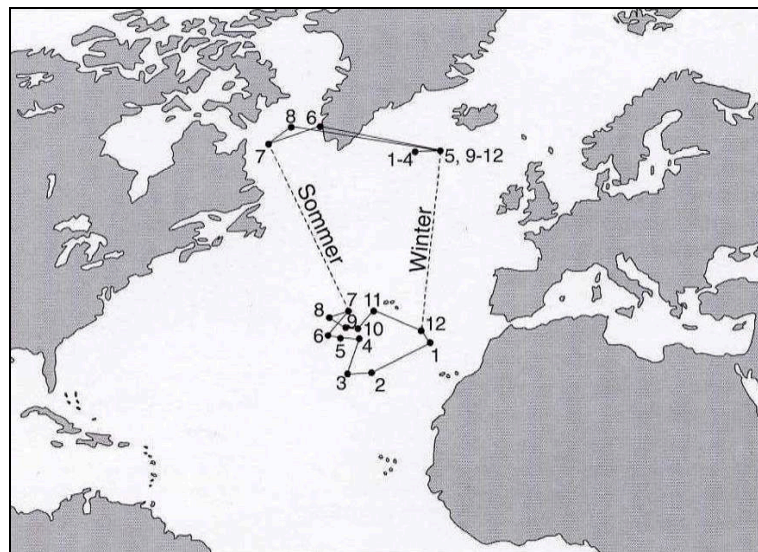
Mittelalterliches Wärmeoptimum	1200 – 1350
Wolf-Minimum	1282 – 1342
Spörer-Minimum	1450 – 1534 (1400- 1510)
Maunder-Minimum	1675 – 1715 (1645 – 1715)
Dalton-Minimum	(1790 – 1830)
Modernes Wärmeoptimum	ab 1900, signifikanter Temperaturanstieg ab 1970

### Nordatlantische Oszillation

Walker (1924) prägte den Begriff der NAO, einer großräumigen atmosphärischen Druckschaukel zwischen Islandtief und Azorenhoch, die aufgrund von Masseumlagerungen zu Schwankungen im interannuellen bis dekadischen Bereich führt. Für die Charakterisierung der nordhemisphärischen Zirkulation stellt die NAO ein wichtiges Merkmal dar. Die NAO lässt sich als meridionaler Meeresspiegel-Luftdruckgradient zwischen den mittleren Aktionszentren Azorenhoch und Islandtief beschreiben und stellt einen speziellen Zonalindex dar, der in den letzten Jahren immer mehr Aufmerksamkeit auf sich gezogen hat. Aufgrund der Datenverfügbarkeit werden je nach Autor und dem zeitlichen Rahmen der Betrachtung unterschiedliche Stationen herangezogen<sup>19</sup>. Der NAO-Index (NAOI) wird beispielsweise mittels Luftdruckdifferenzdaten über einen Mittelwert 0 und der Standardabweichung 1 berechnet. Besonders deutlich lässt sich der Zusammenhang zwischen NAO und der Witterung Europas für die Wintermonate beschreiben (vgl. Hurrell & Van Loon 1997, Jacob et al. 1998). Generell streuen die Jahresdaten stark, geglättete Daten weisen jedoch zyklische Varianzen auf, die nach Werner (1999) mittels spektraler Varianzanalyse auf etwa 7 Jahre festlegbar sind. Mit Hinblick auf das Langzeitverhalten lassen sich auch längerfristige Trends feststellen (Wanner et al. 2000, Schönwiese 2008). Nach Hurrell (1996) kann die NAO ein Drittel der interannuellen nordhemisphärischen Temperaturvarianz von 1935 bis 1994 erklären. Die meridionale Druckschwankung der NAO scheint sehr sensitiv auf Klimaeinflüsse zu reagieren. Seiner Erforschung in Hinblick auf anthropogene Klimasignale wird auch hinsichtlich des Telekonnektionspotenzials große Bedeutung beigemessen (Wanner et al. 2000a).

<sup>19</sup> Bezugsstation für die Azoren sind Ponta Delgada, bei weiter zurückreichenden Betrachtungen auch Gibraltar oder Lissabon, für Island Stykkisholmur oder Akureyri (vgl. Schönwiese 2008, Wanner et al. 2000a)

Die Bedeutung des NAOI für das Winter- bzw. Sommerhalbjahr wird qualitativ unterschiedlich bewertet. Die beiden Aktionszentren sind während des Winterhalbjahres kräftiger ausgebildet als während der Sommermonate. Wanner et al. (2000a) heben hervor, dass die Berechnung der NAO auf Basis der Druckdifferenz zwischen Island und den Azoren (bzw. Portugal) für das Winterhalbjahr mehr Sinn ergibt als für das Sommerhalbjahr. Diese Feststellung lässt sich auch anhand der Veränderlichkeit der mittleren Position der Druckkerne nachzeichnen. In Abbildung 3.10 sind die mittleren Positionen der Druckkerne dargestellt. Speziell während der Sommermonate (JJA) verschieben sich die mittleren Positionen der Druckkerne des Islandtiefs erheblich und erschweren somit eine Vergleichbarkeit (vgl. Wanner et al. 2000a).



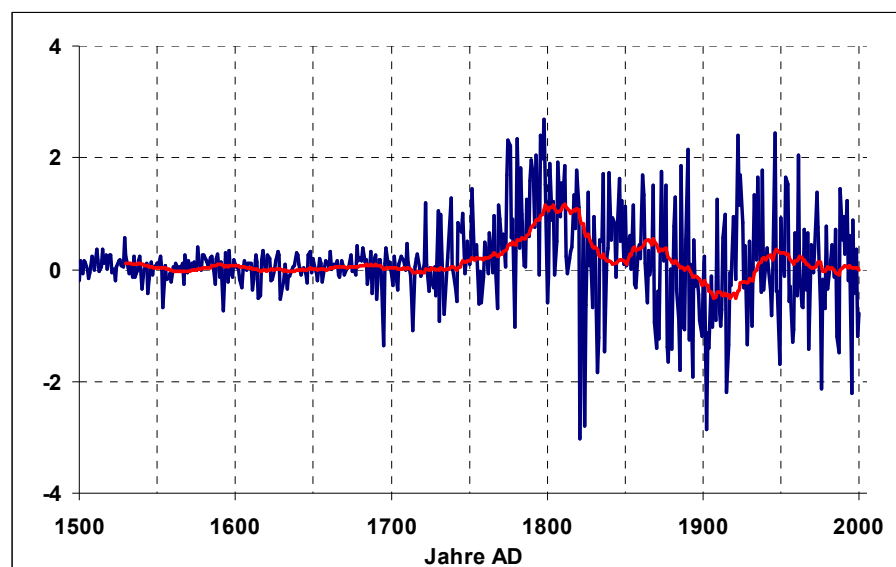
**Abb. 3.10:** Mittlere Position der Druckkerne von Islandtief und Azorenhoch im Bodendruckniveau im Jahresverlauf. Die Nummern bezeichnen die Positionen der einzelnen Monate (Wanner et al. 2000a, S. 41)

Die Wetterwirksamkeit eines positiven NAO Index während der Wintermonate spiegelt sich über Nordosteuropa und Skandinavien in feuchtem und relativ warmem Klima wider. In Südeuropa wird das Klima von trockenem und antizyklonalem Wetter bei teilweise extrem niedrigen Niederschlagsmengen dominiert. Für den Alpenraum bedeutet dies einen höheren mittleren Luftdruck bei Trockenheit und mildem Wetter, insbesondere in den höheren Lagen. Ein negativer NAO Index führt zu trockenem Winterklima in Skandinavien und Nordwesteuropa, der Mittelmeerraum verzeichnet übernormale Niederschläge. Dem Alpenraum führt diese etwas nach Süden verlagerte Zugbahn der Westwinde mehr Feuchtigkeit in Kombination mit tieferen Temperaturen und Schneefall zu. Diese Betrachtungen gelten für das Winterhalbjahr und stellen eine Verallgemeinerung der Situation dar, generell ist die NAO ein intermittierendes Phänomen, bei dem zu unterschiedlichen Zeiten auch unterschiedliche Prozesse und Wechselwirkungen unterschiedlich starke Rollen spielen können (vgl. Wanner et al. 2000a).



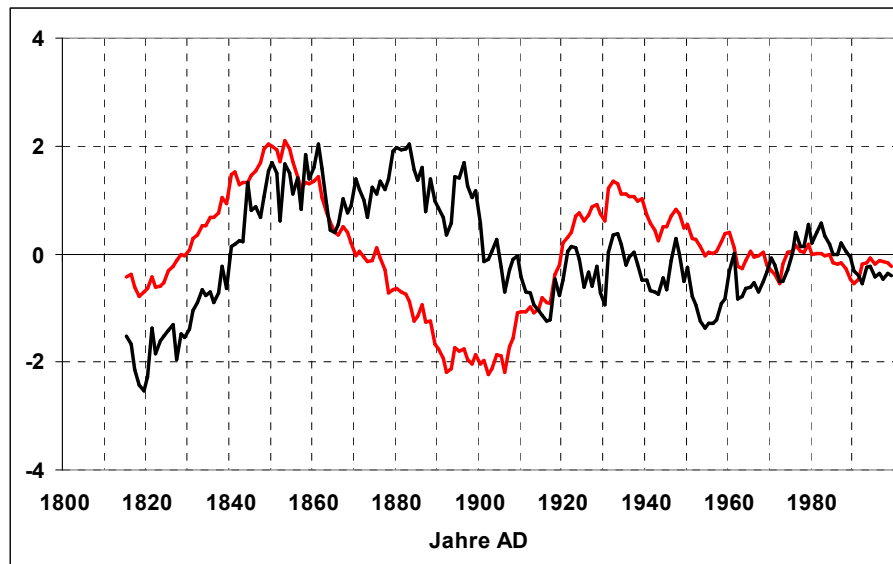
Die Ausprägung der mehrheitlich sommerlichen Hochwasserereignisse im BAV kann auch durch die NAO des Winterhalbjahres beeinflusst werden. Bei entsprechender Konfiguration kann intensivierter Schneefall in den alpinen Lagen zeitverzögert verfügbar gemacht werden und sich in Form eines gesteigerten Basisabflusses Hochwasser verstärkend auswirken. Casty et al. (2005) bestätigen auf Basis hoch aufgelöster Niederschlags- und Temperaturdaten (ab 1500 in saisonaler und ab 1659 in monatlicher Auflösung) die Bedeutung der NAO auf die klimatischen Winterverhältnisse der vergangenen Jahrhunderte in den Alpen. Die Analyse dieser klimatischen Kenngrößen zeigt, dass die Korrelation zwischen winterlichem NAOI und den klimatischen Bedingungen innerhalb des Alpenraums zweizeitweise instabil sind. Casty et al. (2005) folgern daraus, dass die Alpen einem zeitlich variierendem Einfluss der NAO ausgesetzt sind und weitere atmosphärische Zirkulationsmuster die Variabilität von Niederschlag und Temperatur in den Alpen (zeitweise) steuern.

Trotz einer vermeintlich schwachen Retrodiktionswirkung wird die Hochwasserentwicklung während der Sommermonate in Korrelation zur NAO gestellt (vgl. Kapitel 5.7.7). In diesem Zusammenhang sei auf die Arbeit von Folland et al. (2008) verwiesen, die sich mit der Sommer NAO (SNAO) auseinandergesetzt haben. Dabei konnte für den nordeuropäischen Raum ein starker Einfluss der SNAO auf Niederschlag, Temperatur und Wolkenbedeckung festgestellt werden. Eine Korrelationsanalyse der NAO und der Hochwasserfrequenz der Sommermonate erfolgte anhand rekonstruierter NAOI Daten für die Zeitreihe 1500 – 2001 (vgl. Luterbacher et al. 2002b). Dieser Datensatz wurde auf Grundlage instrumenteller und dokumentarischer Proxydaten rekonstruiert (siehe Kapitel 4.1.4). In Abbildung 3.11 ist das 31-jährige gleitende Mittel des NAOI (rote Kurve) für die Sommermonate (JJA) dargestellt.



**Abb. 3.11:** Standardisierter NAOI der Sommermonate JJA (blaue Kurve) und 31-jährig gleitendes Mittel (rote Kurve) der Zeitreihe 1500 – 2000 (nach Luterbacher et al. 2002b)

Neben den Daten von Luterbacher et al. (2002b) wurden zusätzlich die Beobachtungsdaten der Climatic Research Unit (vgl. CRU 2011) hinzugezogen. In diesem Fall wurde die NAO für die Stationen Gibraltar und SW Island berechnet (Jones et al. 1997). In Abbildung 3.12. sind die Abweichungen zwischen den Datensätzen nach CRU und Luterbacher et al. dargestellt.



**Abb. 3.12:** Gegenüberstellung der standardisierten 31-jährigen gleitenden Mittel der NAO-Indizes für die Sommermonate (1822 bis 2000) nach Jones et al. 1997 (schwarze Kurve) und Luterbacher et al. 2002b (rote Kurve)

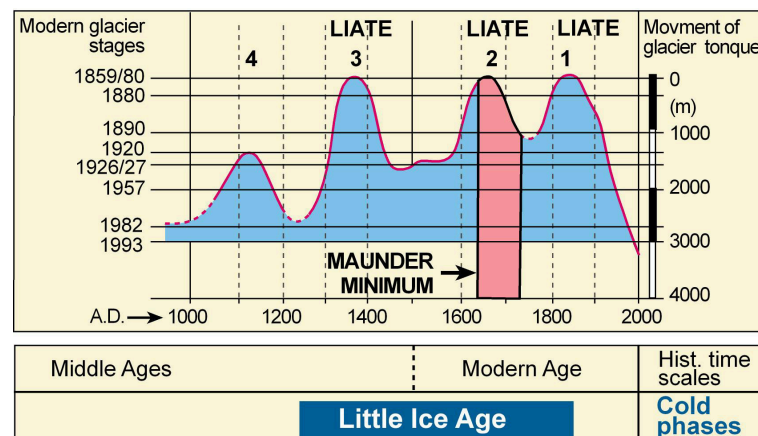
Die Differenzen zwischen den Zeitreihen lassen sich mit unterschiedlichen Verfahren erklären. Ortsfester Gitterpunkt oder räumlich variabler Tief- und Hochdruck führen zu unterschiedlichen Ergebnissen. Die Rekonstruktionen von Luterbacher et al. (2002b) basieren auf Hauptkomponentenanalysen und orientieren sich somit an räumlich variablen Aktionszentren. Die Daten von Jones et al. (1997) wurden hingegen Gitterpunkt genau berechnet. Für die Hochwasserzeitreihe „Sommer BAV“ kann anhand des räumlich flexibleren Datensatzes eine bessere Übereinstimmung mit der Hochwasserfrequenz der Sommermonate festgestellt werden (vgl. Kapitel 5.7.7).

### Die „Kleine Eiszeit“

Generell bezeichnet die „Kleine Eiszeit“ eine Phase markanter Abkühlung von mehreren Jahrhunderten, die zwischen dem mittelalterlichen Klimaoptimum und dem Beginn des modernen Klimaoptimums stattfand (vgl. Glaser et al. 2003a,b). Das mittelalterliche Klimaoptimum endet um 1300 AD<sup>20</sup>. Der Terminus „Kleine Eiszeit“ darf nicht im Sinne eines globalen oder hemisphärischen Glazials verstanden werden. Vielmehr umschreibt dieser Begriff eine Phase markanter Glet-

<sup>20</sup> Das mittelalterliche Klimaoptimum wird zwischen 900 und 1300 AD beschrieben (vgl. z. B. Wanner et al. 2000a)

schervorstöße im Alpenraum. Dem mittelalterlichen Wärmeoptimum folgt eine Phase mit drei markanten Gletschervorstößen, die um 1850 enden. Wanner et al. (2000a) empfehlen anstatt der Bezeichnung „Kleine Eiszeit“ den Terminus „Little Ice Age Type Events“ (LIATEs). Diese Begrifflichkeit wird dem Umstand, dass es sich um kein globales Glazial handelt, gerecht. Anhand des Großen Aletschgletschers und des Unteren Grindelwald Gletschers (beide Gletscher liegen in den Schweizer Alpen) werden Gletschervorstöße für die Jahre 1300 – 1380, 1570 – 1640 und 1810 – 1850 beschrieben. Ursprüngliche Ansätze, die „Kleine Eiszeit“ auf die letzten zwei Vorschubphasen zu begrenzen (vgl. Grove 1988, Lamb 1977), wurden zugunsten des ältesten neuzeitlichen Vorstoßes verworfen (Wanner et al. 2000). Als weiteres Kriterium für die „Kleine Eiszeit“ wird ein regelmäßiges Zufrieren der Alpenrandseen im Winter herangezogen (vgl. Pfister 1984, 1999). Gegen eine durchgehende Kaltzeit sprechen auch die Ergebnisse etlicher Arbeiten, die sich mit der Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag auseinandersetzen (vgl. Manley 1974, Pfister 1984, 1999, Glaser et al. 1999, Mann et al. 1998, Briffa et al. 1998). Innerhalb der „Kleinen Eiszeit“ lassen sich neben den Gletschervorstoßphasen weitere klimarelevante Phasen wie die bereits besprochenen Minima der solaren Aktivität hervorheben. Diese unterschiedlichen Phasen tragen zu differenzierter Ausprägung der atmosphärischen Rahmenbedingungen und somit zu variabler synoptischer Tätigkeit bei. Mit Blick auf den Beginn der Kaltphase(n) wird deutlich, dass die Untersuchungen zur voralpenländischen Hochwassergeschichte erst nach dem Ende des mittelalterlichen Wärmeoptimums mit dem Einsetzen der „Kleinen Eiszeit“ beginnt. In Abbildung 3.13 sind die Vorstoß- und Rückzugsphasen der Gletscherzunge des Grossen Aletschgletschers ab dem Jahre 1200 dargestellt.



**Abb. 3.13:** Vorstoß- und Rückzugsphasen der Zunge des Grossen Aletschgletschers (verändert nach Wanner et al. 2000a)

In Kapitel 5.4.1/5.4.2 wird die Hochwassergeschichte des BAV in Kontext zur „Kleinen Eiszeit“ und ihren Phasen diskutiert.

## Rezente Hochwassertrends und Zukunftsszenarien

Die vorliegende Studie analysiert die Hochwassergeschichte des BAV von Beginn „regelmäßiger“ schriftlicher Aufzeichnungen bis heute. Dabei soll der Blick in die Vergangenheit dazu beitragen, die natürliche Klimavariabilität vor 1800 wie die anthropogen beeinflusste Klimavariabilität besser zu verstehen und gegebenenfalls Parallelen zur zukünftigen Entwicklung aufzudecken. Die heute ausgereiften technischen Voraussetzungen und Methodiken zur Bestimmung und Analyse der klimatischen Kenngrößen finden ihren Niederschlag in Klimamodellen, Trendanalysen und exakter Beobachtung. Ausgewählte Ergebnisse werden im Folgenden vorgestellt und diskutiert.

Willems & Kleeberg (2000) haben das Trendverhalten der Hochwasserentwicklung für Bayern (u. a.) untersucht und konstatieren eine zunehmende Hochwasserhäufigkeit für das gesamte Bundesland Bayern. Insgesamt wurden über 200 bayerische Pegelmessstellen nach den Jahresmaxima der Hochwasserabflüsse analysiert, die längsten Zeitreihen beginnen um 1826. Die Abflusswerte wurden in einen Abflussindex überführt, dessen stärkster Ausschlag zur Mitte des 19. Jh.s belegt ist, eine Entwicklung, die sich mit den Erkenntnissen der vorliegenden Arbeit deckt. Mit dem Ende der 50er Jahre (des 20. Jh.s) beginnt der Index sich abzuschwächen, ab den 90er Jahren (des 20. Jh.s) nimmt der Index stetig zu und endet mit dem Pfingsthochwasser von 1999. Nicht eingeflossen in diese Arbeit sind Hochwasserereignisse der Jahre 2000, 2002 und 2005.

Der KLIWA Monitoringbericht 2008 untersucht den Klimawandel in Süddeutschland anhand der Veränderungen der Kenngrößen Lufttemperatur, Niederschlag und Hochwasserabfluss (vgl. LfU Bayern 2008). Dabei wurden die Bundesländer Bayern und Baden- Württemberg in 9 Regionen sowie 33 Untersuchungsgebiete aufgeteilt. Forschungsprojekt-relevant sind folgende Untersuchungsgebiete:

### Region Westalpen

- D3 (mit dem Einzugsgebiet Iller)
- D5 (mit dem Einzugsgebiet Lech und Wertach)

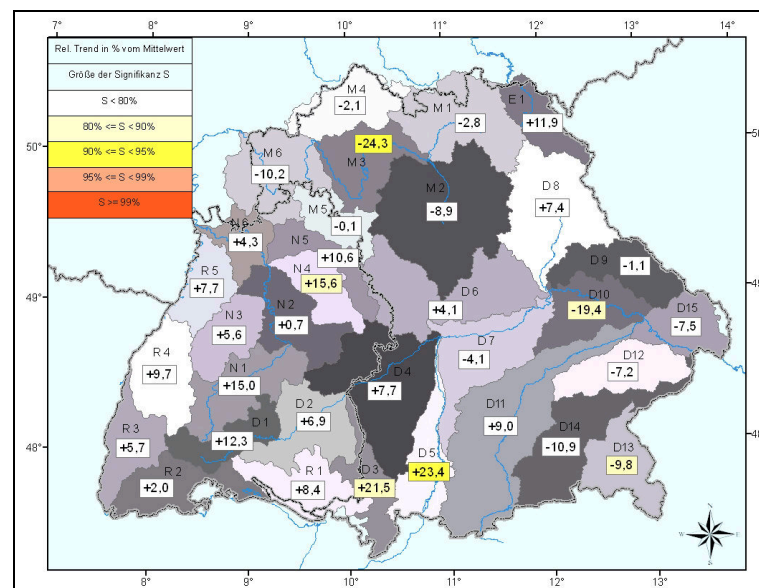
### Region Ostalpen

- D11 (mit dem Einzugsgebiet Isar)
- D13 (mit dem Einzugsgebiet Salzach)
- D14 (mit dem Einzugsgebiet Inn)

Der Monitoringbericht hält allgemein fest, dass in den Jahren 2001 – 2005 eine deutliche Zunahme der mittleren Lufttemperaturen festgestellt wurde. Betrag und Signifikanz, gemessen an Zeitreihen von 1931 – 2000 für die Jahresmitteltemperatur, haben sich dabei weiter verstärkt. Für den Zeitraum 1931 – 2000 wird eine Temperaturzunahme von durchschnittlich 0,8 °C beschrieben, die sich im erwei-

terten Zeitraum 1931 – 2005 auf durchschnittlich 1,0 °C erhöht hat. Schwerpunkt der Temperaturzunahme lag für die Jahre 2000 – 2005 auf dem Sommerhalbjahr. Damit ist ein kurzer Zeitraum von besonderer Temperaturzunahme betroffen, der in eine Phase mit drei herausragenden Hochwasserereignissen fällt, die für das Untersuchungsgebiet von Relevanz waren (2000, 2002 und 2005).

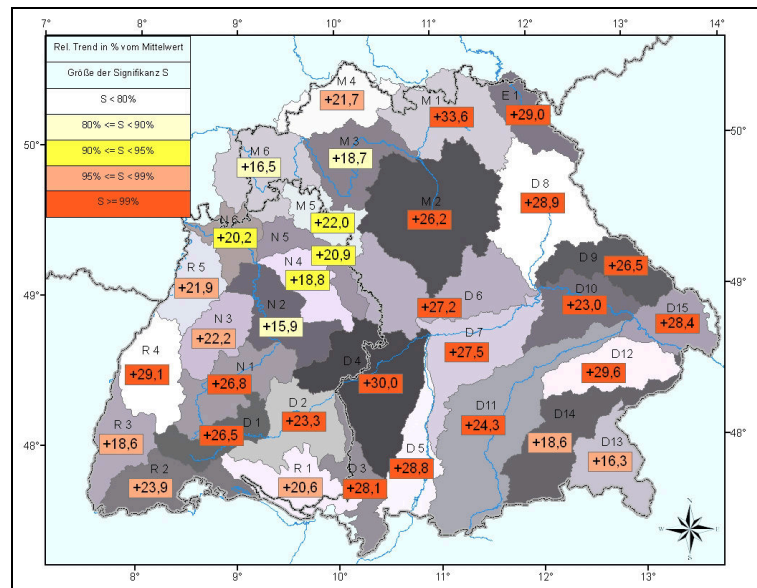
Der mittlere Niederschlag im Winterhalbjahr zeigt zwischen den Jahren 1931 – 2005 einen stark positiven Trend mit hoher Signifikanz auf. Zunahmen von bis zu 30 % in den (anteilig deutschen) Einzugsgebieten zwischen Iller und Lech wurden festgestellt. Eine weitere starke Zunahme des Niederschlagstrends für das Winterhalbjahr konnte für die Jahre 2001 – 2005 in den alpennahen Gebieten Bayerns nicht mehr beobachtet werden. Im Sommerhalbjahr sind die Trends des mittleren Gebietsniederschlags nicht signifikant negativ. Die Trends der Starkniederschläge zeigen für den Untersuchungsraum ein stark differenziertes Bild. Die eintägigen Starkniederschläge innerhalb der Einzugsgebiete von Iller und Lech für das hydrologische Sommerhalbjahr weisen einen stark positiven Trend auf. Innerhalb des Einzugsgebietes des Lechs (D5) wird ein Signifikanzniveau von 95% überschritten, an der Iller das Signifikanzniveau von 90% (vgl. Abb. 3.14).



**Abb. 3.14:** Entwicklung der Starkniederschläge im hydrologischen Sommerhalbjahr nach relativen Trends (max. Dauer = 24h), Änderung in Prozent vom Mittelwert 1931-2005 (LfU Bayern 2008)

Der positive Trend nimmt in östlicher Richtung ab und weist im Bereich von Inn und Salzach negative Trendwerte auf (LfU Bayern 2008). Aufgrund der territorialen Beschränkung der KLIWA-Studie muss darauf verwiesen werden, dass die abflussreichen Einzugsgebiete von Inn und Salzach unterrepräsentiert sind und Angaben aus den österreichischen Anteilen der Einzugsgebiete fehlen. Den sommerlichen Starkniederschlägen ist die Entwicklung der Gebietsnieder

schlagshöhe für das hydrologische Winterhalbjahr gegenübergestellt (vgl. Abb. 3.15).



**Abb. 3.15:** Entwicklung der Gebietsniederschlagshöhe im hydrologischen Winterhalbjahr: Relativer Trend (Änderung in Prozent vom Mittelwert 1931 – 2005 (LfU Bayern 2008))

Die Kombination der gegenwärtigen Trends Niederschlag (Winterhalbjahr) und eintägiger Starkniederschläge (Sommerhalbjahr) können als Indikatoren zunehmender Hochwasserwahrscheinlichkeit betrachtet werden. Diese Indikatoren lassen sich räumlich nach den Einzugsgebieten des BAV differenzieren (vgl. Tab. 3.6). Der KLIWA-Nomenklatur folgend sind vor allem die Einzugsgebiete von Lech (D5) und Iller (D3) davon betroffen.

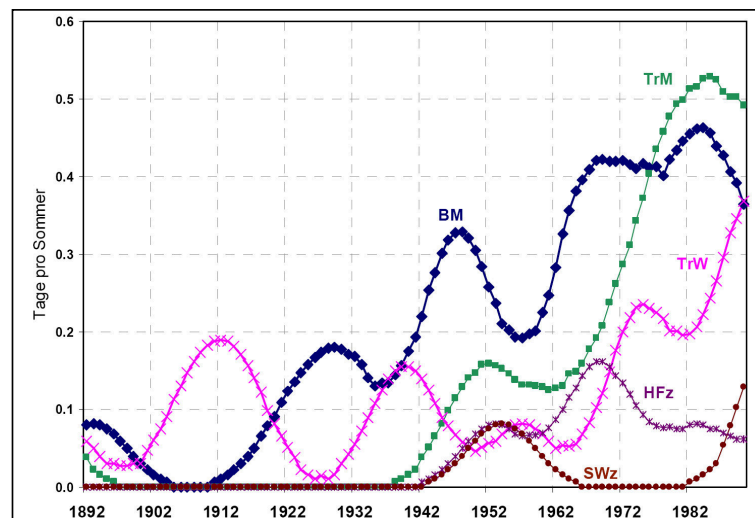
**Tab. 3.6:** Entwicklung der Starkniederschläge im hydrologischen Sommerhalbjahr und Gebietsniederschlagshöhen im hydrologischen Winterhalbjahr (verändert nach LfU Bayern 2008)

	Entwicklung Starkniederschläge Sommerhalbjahr	Entwicklung Gebietsnie- derschlagshöhe Winter- halbjahr
Iller	<b>plus 21,5 %</b>	<b>plus 28,1 %</b>
Lech	<b>plus 23,4 %</b>	<b>plus 28,8 %</b>
Isar	plus 9 %	plus 24,3 %
Inn	minus 10,9 %	plus 18,6 %
Salzach	minus 9,8 %	plus 16,3 %

Die deutliche Niederschlagszunahme im Winterhalbjahr für die Einzugsgebiete Isar, Inn und Salzach können sich in Form erhöhter Schneeretention ebenfalls als hochwasserwirksam erweisen.



Die Hochwassergenese wird in starkem Maße von Starkniederschlägen beeinflusst. Dementsprechend kommt der Entwicklung dieser hygrischen Extreme eine besondere Bedeutung zu. Besonders ausgeprägt ist die Bedeutung der Starkregenniederschläge im BAV in Zusammenhang mit den sog. Vb-Wetterlagen (vgl. Kapitel 3.3.1), deren räumlicher Aspekt auch für große Teilbereiche der untersuchten Einzugsgebiete ...den Abbildungen zu den Niederschlagssummen exemplarischer Ereignisse in Kapitel 4.4.2 In Abbildung 3.16 sind Häufigkeitstrends von Starkregentagen für die Sommermonate (JJA) nach Großwetterlagen (GWL) an der Bergwetterstation Hohenpeißenberg dargestellt (Fricke & Kaminski 2002)<sup>21</sup>. Ein Starkregentag ist mit Niederschlägen > 30 mm Wassersäule definiert. Die stärkste Zunahme seit den 1980er Jahren lässt sich der GWL „Trog Westeuropa“ (TrW) zuweisen. Die GWL „Trog Mitteleuropa“ (TrM) und Hochdruckbrücke bzw. Hochdruckrücken Mitteleuropa (BM) haben seit den 70er Jahren des 20. Jh.s ein generell hohes Niveau bei abnehmender Tendenz. Allen drei GWL ist gemeinsam, dass es sich um Trogwetterlagen handelt, die generell eine Hochwasserrelevanz für das BAV in sich tragen (vgl. Kapitel 3.3). Die GWL „Südwestlage, zyklonal“ (SWz) zeigt mit Beginn der 90er Jahre des 20. Jh.s ebenfalls eine steigende Tendenz auf und lässt sich ebenso zu den hochwasserrelevanten Lagen innerhalb des untersuchten Raumes zählen. Die lange Zeitreihe am Hohenpeißenberg zeigt zugleich die hohe Variabilität von Großwetterlagen innerhalb der Zeitreihe 1891 bis 2002 auf.



**Abb. 3.16:** Trends der Häufigkeit von Starkregentagen (> 30 mm) für unterschiedliche Großwetterlagen für die Sommermonate der Zeitreihe 1891 – 2001 an der Bergwetterstation Hohenpeißenberg; Glättung durch 30-jährige Tiefpassfilterung (Fricke & Kaminski 2002)

Nach Glaser & Stangl (2003a,b) wird die Häufigkeit von Starkregenniederschlägen zunehmen (bezogen auf Mitteleuropa), damit steigt die allgemeine Hochwassergefährdung. Aktuelle Klimaszenarien für den Alpenraum zeigen ein nach Jahreszeiten stark differenziertes Bild der Niederschlags- und Temperaturverände-

<sup>21</sup> Definition der GWL nach DWD (vgl. Gerstengarbe & Werner 2005)

rung. In Tabelle 3.7 sind Ergebnisse der Modellrechnungen nach PRUDENCE und replic:more gegenübergestellt (vgl. BMLFUW & ÖWAV 2008). Die prognostizierten Szenarien beziehen sich nach Version PRUDENCE bis auf das Ende des 21. Jh.s und wurden aus dem Ensemble von 16 Klimasimulationen abgeleitet. Die Klimaszenarien von replic:more beziehen sich auf die Mitte des 21. Jh.s. Die Kenngröße Temperatur ist nach den mittleren dekadischen Änderungen angegeben, in Klammer ist die addierte Veränderung für den jeweiligen Gesamtzeitraum angefügt.

**Tab. 3.7:** Klimaszenarien für den Alpenraum. Die möglichen Veränderungen der Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag wurden auf Basis der Klimamodelle PRUDENCE und replic:more berechnet (verändert nach BMLFUW & ÖWAV 2008)

	PRUDENCE	PRUDENCE	replic:more	replic:more
	Temperatur	Niederschlag	Temperatur	Niederschlag
Winter	+ 0,32°C (3,5°C)	+ 20 %	+ 0,32°C (1,9°C)	+ 8,5 %
Frühling	+ 0,3°C (3,3°C)	0 %	+ 0,37°C (2,2°C)	+ 1,4 %
Sommer	+ 0,45°C (5°C)	- 26 %	+ 0,38°C (2,3°C)	-12,2 %
Herbst	+ 0,38°C (4,2°C)	-7 %	+ 0,45°C (2,7°C)	-13,8 %

Neben den prognostizierten Veränderungen der Kenngrößen für den Alpenraum lassen sich zusätzlich besonders sensitive Teilbereiche differenzieren. Innerhalb des Alpenraums kommt den Hochlagen eine besondere Bedeutung hinsichtlich Starkniederschlägen und Schneeretention zu. Allamano et al. (2009) haben die mögliche Zunahme des Hochwasserrisikos durch die globale Erwärmung in Gebirgsregionen untersucht. Bei einer Temperaturzunahme von 2°C und einer Zunahme der Niederschlagsmenge von 10% wird eine deutliche Veränderung der Wiederkehrperioden prognostiziert. Die Reduktion von 100-jährigen Wiederkehrperioden (entspricht dem heutigen Status quo) bis auf 20-jährige Wiederkehrperioden unterstreicht dieser Studie zufolge die Zunahme des Hochwasserrisikos durch die globale Erwärmung in Gebirgsregionen.

### 3.3 Die Synoptik hochwasserrelevanter Wetterlagen

Innerhalb des Untersuchungsraums lässt sich eine Vielzahl hochwasserrelevanter Wetterlagen indizieren. Das Gros der Hochwasserlagen ist durch Hebungsvorgänge feuchter Luftmassen charakterisiert. Zu diesen Prozessen zählen hauptsächlich Advektion und thermische Konvektion, die eine Intensivierung durch den alpinen Gebirgskörper erfahren können. Weitere Faktoren für die Hochwassergenese stellen die Dauer von Hebungsvorgängen und die mögliche Stationari-



tät von Fronten oder Zyklonen dar. Neben den Wetterlagen, die hauptsächlich durch Hebungsvorgänge hochwasserwirksam werden, lassen sich auch Sonderformen beschreiben. Dazu zählen Schmelzhochwasser, die beispielsweise durch Warmlufteinbrüche während der Winter- und Frühjahrsmonate zu Überschwemmungen führen können. Negative Temperaturanomalien über längere Zeiträume hinweg, in Kombination mit darauffolgendem Temperaturanstieg, können zu Eisstau (syn. Eisstoß) und dadurch verursachte Hochwasser führen. Innerhalb des BAV gehört diese Form der Hochwassergenese weitgehend der Vergangenheit an. Neben der fortschreitenden Temperaturerhöhung sind Eisstöße zusätzlich durch die anthropogene Überprägung der Flussläufe stark minimiert.

Die Hochwasser begünstigenden Rahmenbedingungen wurden bereits im vorhergehenden Kapitel angesprochen, die folgende Definition, niedergeschrieben zu Ende des 19. Jh.s, greift die Aspekte für Hochwasser auslösende grundlegende Faktoren nochmals auf.

*„Die Überschwemmungen entstehen auch in unseren Gegenden (Tirol; Anm. d. Verf.) hauptsächlich durch lang andauernde heftige Regen, häufig durch rasche Schneeschmelze verstärkt und oft von Stürmen und tobenden Gewittern begleitet. Größere Katastrophen dieser Art scheint die Natur vorerst durch anhaltende Niederschläge, durch große geographische Ausbreitung starker Regengüsse und Erzeugung kleinerer Überschwemmungen vorzubereiten, ....“ (Sonklar 1883, S. 42)*

Das hydrologische Untersuchungsgebiet mit seinen besonders niederschlagsintensiven alpinen Anteilen wird zu großen Teilen von synoptischen Prozessen des nördlichen Mittelmeerraumes und Südosteuropas beeinflusst (vgl. Steinacker 1991). Die räumliche Lage dieser Initialregionen impliziert für das BAV meridionale Strömungskomponenten in nördlicher Richtung. Generell zählen atmosphärische Störungen, die im mediterranen Raum entstehen und Zugbahnen in Richtung des BAV folgen, zu den besonders niederschlagsintensiven Wetterlagen. Die Hochwassergenese im Untersuchungsraum ist häufig an synoptische Prozesse gebunden, die allgemein als „Vb-Wetterlagen“ bezeichnet werden. Diese Störungen werden in der Regel durch orographischen Stau an der Alpennordseite intensiviert. Sie führen aufgrund des Drehimpulses von Zyklonen auf der Nordhemisphäre (gegen den Uhrzeigersinn) feuchte Luftmassen bei nördlicher/nordöstlicher Anströmung gegen die Alpennordseite. Durch den Stau effekt werden Hebungsvorgänge verstärkt, aus denen wiederum intensive und andauernde Niederschläge resultieren können. Die Niederschlagsquantität und der betroffene Flächenanteil innerhalb des Untersuchungsgebietes können stark variieren. Die Perimeter der Niederschlagsfelder können bis in den Schweizer Raum greifen (vgl. Analogfall 2005 unten) oder das Untersuchungsgebiet nur am Rand seiner östlichen Grenzen streifen.

Kästner (1997) hat die Hochwasserrelevanz von Großwetterlagen (GWL) für Bayern zwischen den Jahren 1965 und 1995 untersucht. Innerhalb dieser Unter-

suchung wird die rezente Bedeutung der „Wetterlage Vb“ hervorgehoben. Im Folgenden sind die GWL mit Hochwasserrelevanz für Bayern, nach Klassifikation des Deutschen Wetterdienstes (DWD), aufgelistet:

- „West, zyklonal“ (Wz)
- „Winkelwestlagen“ (Ww)
- „Südliche Westlagen“ (Ws)
- „Südwest, zyklonal“ (SWz)
- „Trog Mitteleuropa“ (TrM)
- „Tief Mitteleuropa“ (TM)
- „Nordwest, zyklonal“ (NWz)
- „Nordost zyklonal“ (NEz), stellvertretend für Ostlagen allgemein
- „Antizyklonale Lagen“

Kästner (1997) verweist auf die Problematik der Großwetterlagen-Definition nach angewandter Methode des DWD für den bayerischen Raum. Nach diesem Verfahren werden die Großwetterlagen im Mittel für den gesamtdeutschen Raum erstellt und werden den Witterungsbedingungen in Bayern bzw. im BAV teilweise nicht gerecht. Kern (1971) begegnet dieser Problematik mit einer auf das Pegelinzugsgebiet bezogenen Großwetterlagen-Klassifikation. Ein Vergleich zwischen der bayerischen und der deutschen Großwetterlagenklassifikation zeigt deutliche Unterschiede hinsichtlich der Hochwasseranfälligkeit<sup>22</sup>. Innerhalb Bayerns haben die Großwetterlagen SWz und TrW einen wesentlich höheren Anteil an den Hochwasserereignissen. Die Großwetterlagen TM und TrM entsprechen sich mit jeweils ~20% Anteil in ihrer Bedeutung für die BRD und Bayern. Die Großwetterlage NWz ist in Bayern doppelt so häufig an Hochwasser beteiligt wie im gesamten Bundesgebiet. Die höchste Bedeutung am Hochwassergeschehen Deutschlands haben die Großwetterlagen der „Westerlies“ (Ws, Ww, Wz) mit ~50% Beteiligung, auf Bayern entfallen 33%. Kästner beschreibt ein Maß für die Gefahr von Hochwasserentstehung mittels eines Quotienten aus relativer Häufigkeit der GWL an Hochwassertagen und der relativen Häufigkeit der GWL im Jahr. Der Vergleich zeigt eine reduzierte Bedeutung von Westlagen und einen gesteigerten Einfluss der Großwetterlage NWz innerhalb Bayerns. Bei abnehmender Beteiligung an der Hochwassergenese folgen in ihrer Bedeutung die Großwetterlagen SWz, TrW, TM und TrM.

Ein weiterer Untersuchungsschritt bei Kästner (1997) hebt die Bedeutung der Zyklonenzugbahn Vb für Bayern hervor. Das Ergebnis zeigt, dass atmosphärische Störungen, die zwischen den Jahren 1965 – 1995 einer Zyklonenzugbahn Vb folgten, einen Anteil von 20% an den Wetterlagen der untersuchten Hochwasserfälle inne hatten. Ihr prozentualer Anteil am Wettergeschehen pro Jahr lag aber lediglich bei 2,7 %. Mit Hinblick auf die Hochwassergeschichte des BAV erweist sich die Korrelation zwischen den sog. Vb-Wetterlagen und den auslö-

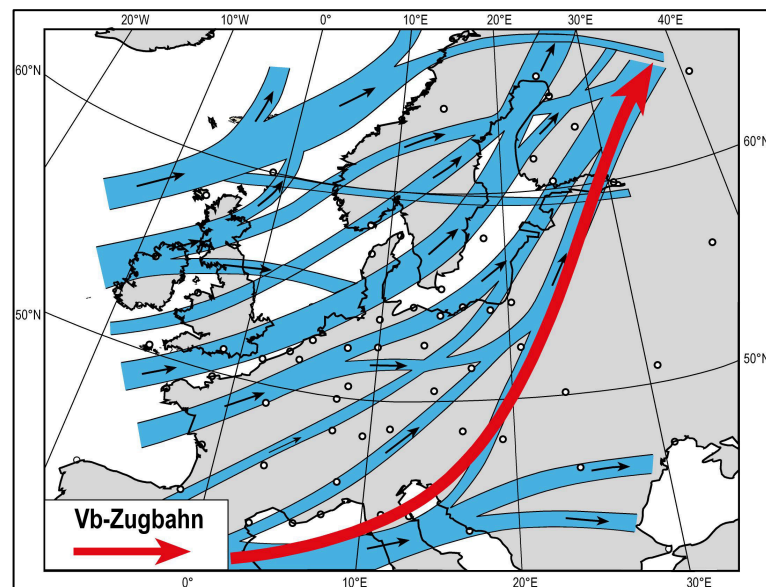
---

<sup>22</sup> Kästner (1997) definiert Hochwasserereignisse bzw. Hochwassertage mit einem Abfluss größer/gleich HQ1 im Zeitraum 1965 – 1995

senden Großwetterlagen als problematisch. „Vb Wetterlagen“ sind mesoskalige Störungen, die in Großwetterlagen eingelagert sein können, die selbst keine Großwetterlage darstellen, zugleich aber aus unterschiedlichen Großwetterlagen resultieren können. Dementsprechend bedarf es einer genauen Analyse des Sammelbegriffs „Wetterlage Vb“, die im Folgenden vorgestellt wird.

### 3.3.1 Wetterlagen mit meridionalisierten Zugbahnen

Meridionalisierte Wetterlagen zählen zu den schadensträchtigsten synoptischen Konfigurationen innerhalb des BAV, allen voran die „Wetterlage Vb“. Der allgemein verwendete, unscharfe Begriff „Wetterlage Vb“ geht auf meteorologische Untersuchungen des 19. Jh.s zurück. Der deutsche Meteorologe van Bebbber zeichnete barometrische Minima für Mitteleuropa auf und ordnete diesen Minima Zugbahnen zu (vgl. van Bebbber 1891). In Abbildung 3.17 sind diese Zyklonenzugbahnen für den Monat Juli dargestellt.



**Abb. 3.17:** Zugstrassen barometrischer Minima für den Monat Juli (nach van Bebbber 1891)

Eine „Wetterlage Vb“ definiert sich über eine mittlere Zyklonenzugbahn, die von Oberitalien über den Balkan, Tschechien, Ungarn und Polen in das Gebiet des Ladogasees (nordöstlich von St. Petersburg) verläuft (vgl. Grünewald 2002, van Bebbber 1891). Die meridionale Komponente wird in Abbildung 3.17 ersichtlich (siehe die rot symbolisierte Zugbahn). Synonym für die „Wetterlage Vb“ werden häufig die Begrifflichkeiten Genuazyklone und Adriatief verwendet. In der Regel werden Vb Wetterlagen von niederschlagsintensiven Bodentiefs begleitet, deren Intensität durch orogenen Stau der Alpennordseite verstärkt werden kann. Präzise formuliert handelt es sich jeweils um atmosphärische Störungen, die einer Zyklonenzugbahn Vb folgen. Im Folgenden soll die Begrifflichkeit „Wetterlage Vb“ synonym für „atmosphärische Störungen, die einer Zyklonenzugbahn Vb folgen“, verwendet werden.

Die primär mesoskaligen Tiefdruckgebiete, die einer Zyklonenzugbahn Vb folgen, stellen für das BAV die hochwasseranfälligste Witterungssituation dar. Durch Vb Wetterlagen ausgelöste Hochwasser zählen, hauptsächlich während der Sommermonate seit historischer Zeit, zu den schadensträchtigsten Hochwasserereignissen im Untersuchungsgebiet. Zu lange anhaltenden Niederschlägen an der Alpennordseite kommt es speziell dann, wenn sich eine Zyklone quasistationär verhält bzw. langsam wandert<sup>23</sup>. In dieser Ausprägung kann es zu mehrtägigen Niederschlägen kommen. Neben dem BAV sind vor allem Österreich sowie die Einzugsgebiete von Elbe und Oder betroffen. Nach Kästner (1997) zählen die Vb Lagen zu den häufigsten, Hochwasser auslösenden Witterungskonstellationen im gesamten Ostalpenraum; auch die ostbayerischen Mittelgebirge werden von dieser Wetterlage regelmäßig betroffen. In der jüngeren Vergangenheit wurden große Teilbereiche des BAV wiederholt von Vb Wetterlagen heimgesucht. Zu diesen Hochwasserereignissen zählen die Events von 1997 (Oderhochwasser), 1999 (Pfingsthochwasser), 2000 (Elbe-Donauhochwasser), 2002 (Oderhochwasser) und 2005 das Alpenhochwasser. In Klammern ist jeweils die Bezeichnung aufgeführt, mit der die jeweilige Hochwasserkatastrophe in die Witterungsgeschichte Mitteleuropas Einzug gehalten hat. Generell orientieren sich diese Bezeichnungen an den Landstrichen mit den größten Schäden. Stellvertretend für diese Hochwasser wird exemplarisch in diesem Kapitel das Ereignis 2005 vorgestellt (siehe unten). Die anderen Ereignisse werden als Analogfälle für die Rekonstruktion historischer Wetterlagen in Kapitel 4.4.2 vorgestellt.

Die synoptische Genese von Vb Wetterlagen muss einer Differenzierung unterzogen werden, da sie unterschiedlichen Großwetterlagen entspringen kann. In Tabelle 3.8 sind die Großwetterlagen Europas, die einer Wetterlage Vb zugrunde liegen können, aufgeführt. Die als „gemischt“ aufgeführten Zirkulationsformen werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu den meridionalisierten Zirkulationskonfigurationen gezählt.

**Tab. 3.8:** Übersicht der GWL, die einer Zyklogenese im mediterranen Raum mit anschließender Vb Zugbahn zugrunde liegen können (Großwetterlagen nach Definition DWD)

Zirkulationsform	Großwetterlage
zonal	<b>Wz, Ws, Ww</b>
gemischt	<b>SWz</b>
	<b>NWz</b>
	<b>BM</b>
	<b>TM</b>
meridional	<b>NZ, TrM</b>
	<b>NEz</b>
	<b>SEz</b>
	<b>Sz, TrW</b>

<sup>23</sup> Hauf (1952) bezeichnet diesen Zustand als „Wetterlage Vc“ und beschreibt dazu ein stationäres Tiefdruckgebiet über Ungarn

### Die Zyklogenese im mediterranen Raum

Die Zyklogenese im mediterranen Raum hat eine herausragende Bedeutung für die Hochwasserentstehung im BAV und wird durch barokline Instabilität initiiert. Diese atmosphärischen Bedingungen sind auch für die Leezyklagenese von entscheidender Bedeutung, eine Sonderform der Zyklagenese, die in einem eigenen Teilkapitel vorgestellt wird (siehe unten).

Innerhalb des nördlichen Mittelmeerraums lassen sich mit dem Golf von Genua und der nördlichen Adria zwei Entstehungsregionen differenzieren (vgl. u. a. Tafferner 1988, Wanner et al. 2000a). Für das Untersuchungsgebiet stellen vor allem Tiefdruckgebiete aus dem Adriaraum eine wiederholt auftretende Störung dar. Die Zyklagenese hochwasserrelevanter Wetterlagen für das BAV ist häufig an Höhenträge gebunden, die bis in den Mittelmeerraum ausgreifen können. Ein anschließender Transport warmfeuchter Luftmassen aus dem Mittelmeergebiet über die Ostflanke der Alpen nach Mitteleuropa kann zu großflächigem Aufgleiten auf in Mitteleuropa liegende (relative) Kaltluft führen. Liljequist & Cihak (1984) indizieren für den Ostalpenraum ab 1960 ein verstärktes Hochwasseraufkommen für die späten Frühjahrs- und Sommermonate in Zusammenhang mit der Großwetterlage TrM (vgl. Abb. 3.23). Dabei führt barokline Instabilität, ausgelöst durch Temperaturgegensätze zwischen dem „inneren Russland“ mit „heißen Verhältnissen“ und dem kühleren Westeuropa, zu Zyklagenese mit Schwerpunkt über dem südlichen Teil der Frontalzone.

Weitere Hochwasserrelevanz für das BAV kann generell für zyklonale Südlagen angezeigt werden. Diese Wetterlagen werden häufig durch vorhergehende nördliche Lagen initiiert (z. B. NWz). Nach Weischet & Endlicher (2000) lassen sich die Großwetterlagen Sz und SEz häufig mit meridionaler Zyklonalität und einer daraus resultierenden Hochwasserrelevanz nördlich der Ostalpen korrelieren (vgl. Tab. 3.8). Durch das Rhonetal fließt Kaltluft, die sich erwärmen und Feuchtigkeit aufnehmen kann, in den Mittelmeerraum. Aktionszentrum dabei ist ein Mittelmeertief mit Lage über dem Golf von Genua oder der Adria. Die entstandene Zyklone kann einer Süd- oder Südostströmung nach Mitteleuropa folgen, einströmende kalte Meeresluft (meist polaren Ursprungs) führt dabei zu ergiebigen Stauniederschlägen am Alpennordrand, die weit in das Vorland hinaus greifen können (Kern 1971). Weischet & Endlicher (2000) beschreiben diese synoptische Entwicklung als retrograde (rückläufige) Zyklone, die mit ihrer Warmfront insbesondere Süddeutschland beeinflussen kann. Eine nördliche Zugbahn gegen die Alpensüdseite führt bereits über dem Piemont, dem Wallis und den Zentral- und Westalpen zu Hebungs- und Stauwirkungen mit anhaltenden Niederschlägen<sup>24</sup> (vgl. Kern 1971, Bader & Kunz 1998 und Pfister 1999).

---

<sup>24</sup> Weischet & Endlicher (2000) definieren die Abgrenzung West- Ostalpen mit einer Linie Bodensee, Splügenpass und Comer See

*„Mit der auf der Ostseite dieser Mittelmeerstörung in der Höhe in Gang kommenden Süd- bis Südostströmung wird Warmluft subtropischen Ursprungs nach Norden über den Alpenhauptkamm verfrachtet, deren Niederschlagsfelder weit in den südbayerischen Raum übergreifen.“ (Kern 1971, S. 189)*

Die für das BAV relevanten mediterranen Tiefdruckgebiete sind demzufolge nicht an eine Zugbahn Vb gebunden. Eine Gemeinsamkeit liegt in der meridionalen Komponente, die letztendlich in nördlichen Anströmungsrichtungen innerhalb des Alpenvorlandes resultieren.

Neben dem Golf von Genua und der nördlichen Adria lässt sich eine weitere mediterrane Initialregion hochwasserrelevanter Zyklogenese aufzeigen. In Kombination mit Südlagen können auch sog. Balearentiefs zu lang anhaltenden Stauniederschlägen an den Ostalpen führen (vgl. Weischet & Endlicher 2000). Im Bereich der Balearen entstandene Tiefdruckgebiete können wiederum einer Strömungsrichtung mit meridionaler Komponente folgen, die sich in einer Zugbahn Vb oder in einer Zugbahn über den Alpenhauptkamm in das nördliche Alpenvorland hinein manifestieren können.

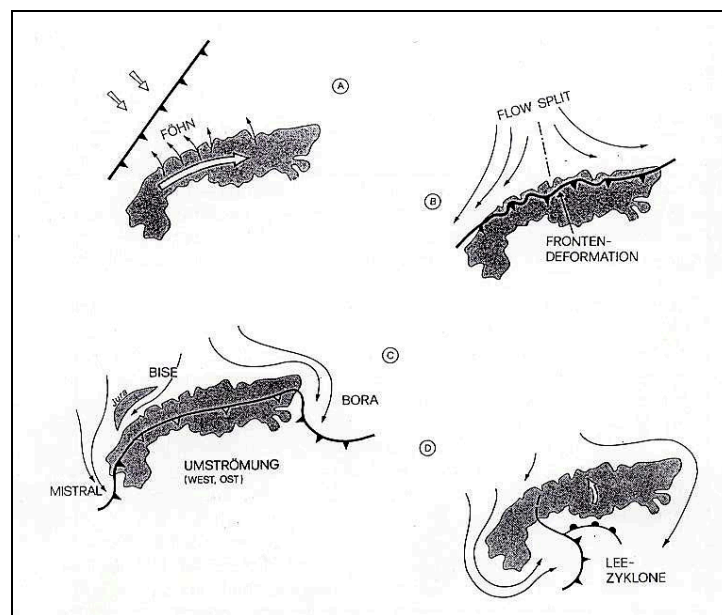
Eine weitere Möglichkeit atmosphärischer Störungen, die in südlichen Strömungen eingelagert sein können, lässt sich anhand der Analogfälle 2002 und 2005 beschreiben (vgl. Kapitel 4.4.2). Die Zyklogenese beginnt jeweils mit dem Auscheren („Abtropfen“) eines Kaltlufttropfens aus der Westwinddrift, der einer meridional südlichen Zugbahn in den Mittelmeerraum hinein folgt. Alternativ lässt sich diese Zugbahn auch als „Zugbahn Va“, bzw. als nördliche Lage beschreiben.

Neben den aufgeführten Südlagen lassen sich auch zyklonale Nordostlagen mit Hochwasserrelevanz für das Alpenvorland anzeigen, deren Wasserdampftransport über die östliche Adria und das Schwarze Meer in das Untersuchungsgebiet führen kann. Derartige niederschlagsintensive Störungen können beispielsweise in Form sog. Balkantiefdruckgebiete in nordöstlichen Lagen (NEz) eingelagert sein (vgl. Kapitel 4.2.2).

### **Leezyklongenese**

Flohn (1954) beschreibt die Leezyklongenese als ein charakteristisches Element der synoptischen Klimatologie Mitteleuropas. Auftrittsmaxima werden für die Übergangsjahreszeiten und Auftrittsminima im Sommer als seltene Anomalie beschrieben. Nach Wanner et al. (2000a) zählt die Leezyklongenese zu den entscheidenden dynamischen Prozessen alpiner Synoptik. Entstehungsort ist häufig der Golf von Genua, im nordadriatischen Raum kann diese Sonderform der Zyklongenese ebenfalls stattfinden (vgl. Tafferner 1988, Wanner et al. 2000a). In Abbildung 3.18 ist eine Leezyklongenese im Bereich des Golfs von Genua dargestellt. Der Durchgang einer Kaltfront, in diesem Beispiel eine Nordwestlage mit

Starkwind, führt zur Leezyklogenese. Dabei nähert sich ein Tiefdruckgebiet mit aktiver Kaltfront den Alpen. Mit fortwährender Annäherung an das Gebirge beginnt sich die „komplexe Hörnchenform“ der Alpen auszuwirken. Die Kaltluftzunge erfährt eine Retardierung und deformiert sich. Der der Front nachströmenden Kaltluft fehlt meist die kinetische Energie, die zur Überwindung der allgemein relativ hohen Vertikalstabilität und dem Überströmen des Gebirges notwendig ist (vgl. dazu Überströmungstyp). Stattdessen teilt sich der Luftstrom auf und fließt in zwei divergenten Ästen um den südwestlichen und südöstlichen Alpenkörper herum. Mit weiterem Vordringen wird die Kaltluft stark kanalisiert. Zwischen dem Massiv Central, den Pyrenäen und den Alpen entstehen Mistral und Tramontan, zwischen Jura und Alpen die Bise und zwischen Alpen und den Dinariden die Bora.

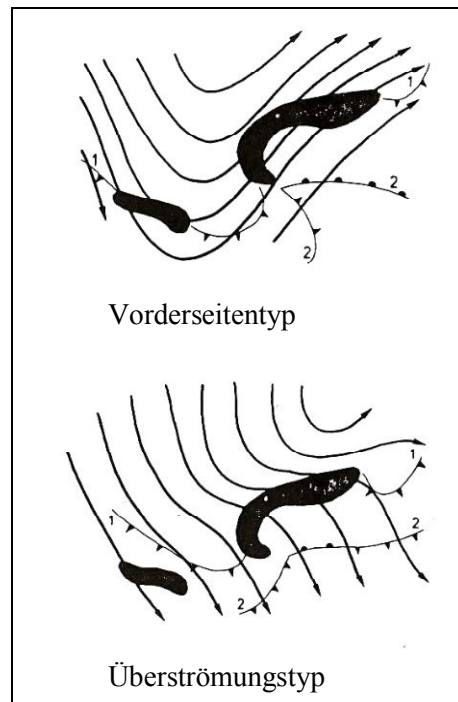


**Abb. 3.18:** Schematische Darstellung der dynamischen Vorgänge bei einem Kaltfrontdurchgang mit Leezyklogenese (Wanner et al. 2000a, S. 33)

Die letztendlich durch barokline Instabilität einsetzende Leezyklogenese kann explosionsartig erfolgen (vgl. Pichler & Steinacker 1986, Wanner et al. 2000). Generell können alle in Tabelle 3.8 aufgeführten Westlagen zu einer Leezyklogenese auf der Alpensüdseite führen. Hochwasserrelevanz für die östliche Alpennordseite besteht, wenn diese Störungen meridionalen Zugbahnen in nördlicher Richtung folgen. Dazu zählen die Zugbahn Vb wie die bereits angesprochenen Südlagen, die sich über den Alpenhauptkamm in das nördliche Alpenvorland hinein bewegen können.

Nach Tafferner (1988) zählen die Alpen weltweit zu den besonders zyklogenetischen Gebirgen. Für den Alpenraum werden unterschiedliche Erscheinungsformen der Leezyklogenese differenziert, die hinsichtlich der Beschreibung einer typischen Variation als schwierig eingeordnet werden. Tafferner (1988) skizziert zwei Varianten der Leezyklogenese: den Überströmungstyp und den Vordersei-

tentyp. In Abbildung 3.19 sind die beiden unterschiedlichen Typen nach Pichler & Steinacker (1986) dargestellt.



**Abb. 3.19:** Typen der Leezyklogenese (in Tafferner 1988, S. 2, nach Pichler & Steinacker 1986)

Dargestellt sind die Stromlinien über den Alpen und Pyrenäen sowie die Kalt- und Warmfronten. Die Ziffern 1 und 2 repräsentieren zwei aufeinanderfolgende Zeitpunkte. Die zwei grundsätzlich differenten Typen der Leezyklogenese lassen sich in einen Vorderseitentyp und in einen Überströmungstyp unterscheiden. Der Vorderseitentyp ist gekennzeichnet durch Zyklonogenese auf der Vorderseite eines synoptischen Tiefs mit einer Zugbahn über den mediterranen Raum. Im Druckfallgebiet leeseits der Alpen entsteht eine Zone barokliner Instabilität zwischen der kalten Luft, die über das Rhonedelta vordringt, und der südwestlichen Warmluftströmung auf der Trogvorderseite. Diese barokline Instabilität kann über Oberitalien zu einer Zyklonogenese führen. Die zweite ausgewiesene Variante wird durch den Überströmungstyp beschrieben. Ein Tiefdrucktrog verhält sich quasi-stationär, eine kurze Welle innerhalb dieses Tiefs schiebt sich, einer nordwestlichen Höhenströmung folgend, über den Alpenkörper (Tafferner 1988).

Kern (1971) hebt die Leezyklogenese durch Kaltlufteinbrüche aus nördlichen Richtungen (Nord- oder Nordwestlagen) für die Hochwasserentstehung innerhalb Bayerns ausdrücklich hervor.

Atmosphärische Störungen, die einer Zyklonenzugbahn Vb folgen, sind nicht zwangsläufig an Hochwasserereignisse innerhalb des BAV gebunden. Ein Beispiel dafür ist das Hochwasserereignis von 1854 (August/September) mit Schwerpunkt Odergebiet. Diesem Ereignis gehen starke Niederschlagsanomalien



seit Mai voraus. Innerhalb des BAV können Pegelreaktionen an Iller (Pegel Kempten) und Inn (Pegel Wasserburg) zwischen dem 8. und 9. August aufgezeigt werden. Diese Vorsättigung ist auch für Schlesien verzeichnet und stellt den Auftakt einer Hochwasserkatastrophe dar, deren zugehöriges Tiefdruckgebiet einer Vb-Zugbahn folgt und das Odergebiet ab dem 16. August heimsucht. Für das BAV gibt es keinerlei Hinweise auf erhöhte Wasserstände. Generell ist der östliche Teil des Untersuchungsgebietes häufiger von der Passage einer Vb-Zyklone betroffen. In diesem Fall konnten keine Pegelreaktionen verzeichnet werden. Die Hochwasserkatastrophe sowie deren meteorologische Begleiterscheinungen an der Oder sind bei Hellmann & Elsner (1911) ausführlich beschrieben.

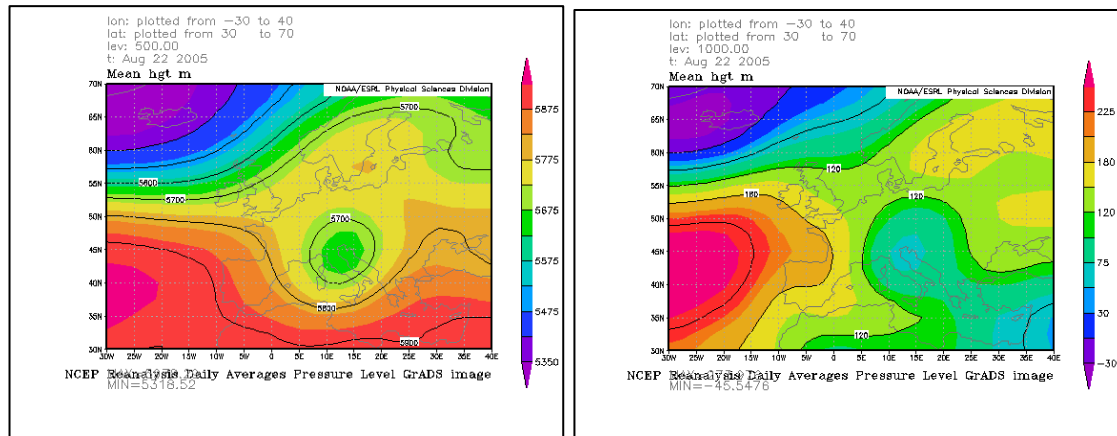
### **Alpenhochwasser 2005**

Exemplarisch für eine Wetterlage Vb wird das Alpenhochwasser 2005 vorgestellt (vgl. u. a. LfU Bayern 2005a und 2006, Bundesamt für Wasser und Geologie (Schweiz) 2005, Frei 2005, HND Bayern 2010, Bundesamt für Umwelt (Schweiz) 2006, Meteo Schweiz 2006). Innerhalb des BAV waren die Flussgebiete von Iller, Lech und Isar besonders betroffen. Der Inn wurde ebenfalls von Hochwasser heimgesucht. Stellenweise wurden im BAV Abflusswerte mit einer statistischen Wiederkehrwahrscheinlichkeit von über 500 Jahren aufgezeichnet. Das „Alpenhochwasser 2005“ hatte zusätzlich eine überregionale Bedeutung für weite Teile Südosteuropas. Innerhalb des Alpenraums war neben dem BAV und Österreich besonders der Schweizer Raum (nördlich des Alpenhauptkamms) betroffen.

Dem Hochwasser auslösenden Bodentief „Norbert“ geht bereits eine weitgehende Bodensättigung voraus. Zwischen dem 20. und 21. August kommt es schließlich zu einem Kaltlufteinbruch aus Norden. Das Bodentief „Norbert“ wird von dieser Höhenströmung von Südfrankreich über den Golf von Genua und Oberitalien in Richtung Adria gelenkt. Bei östlicher Strömung kommt es zu Hebungsprozessen warm feuchter Luftmassen, die auf kühlere Luftmassen in den südbayerischen Raum aufgleiten. Bei langsamer Zuggeschwindigkeit beginnt das Tief, sich aus dem adriatischen Raum in Richtung Nordosten zu verlagern. Die Anströmungsrichtung dreht zunehmend auf Nord, dadurch wird der Stau effekt des Alpenkörpers weiter intensiviert. In Abbildung 3.21 ist die Luftdruckverteilung des 500 mb- und des 1000 mb-Niveaus der NCEP/NCAR Reanalysis Daten für den 22.08.2005 dargestellt (vgl. Kalnay et al. 2006)<sup>25</sup>. Das 500 mb-Niveau (Abb. 3.20, linke Seite) zeigt ein aus der Westwindtrift abgeschnürtes Höhentief (Cut-Off Low) mit Lage über Norditalien. In Abbildung 3.20, rechts, ist das zugehörige Bodentief mit seiner Wirkosphäre im adriatisch/südosteuro-päischen Raum dargestellt.

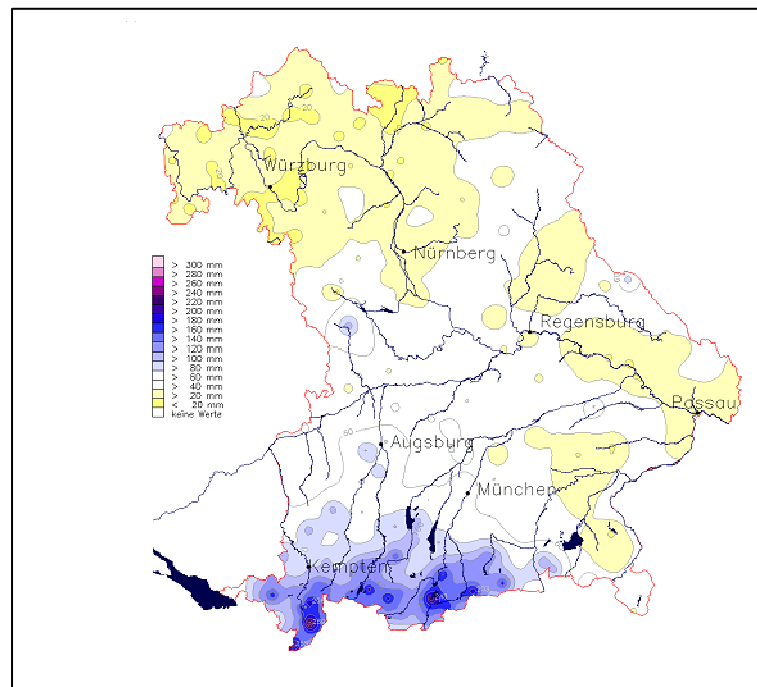
---

<sup>25</sup> Alle NCEP/NCAR Reanalysis Daten wurden über Earth System Research Laboratory geplottet (vgl. ESRL NOAA 2011)



**Abb. 3.20:** Luftdruckverteilung am 22.08.2005, linke Seite 500 mb, rechte Seite 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)

Der Luftdruckverteilung ist in Abbildung 3.21 die Niederschlagsverteilung zwischen dem 21. und 24. August 2005 gegenübergestellt. Das territorial begrenzte Niederschlagsverteilungsbild zeigt die größten Niederschlagsbeträge im Einflussbereich der Nordabdachung der Alpen. Der alpine Gebirgskörper führt aufgrund der nördlichen Anströmrichtungen zu einem intensiven Stau effekt.



**Abb. 3.21:** 3-Tages-Niederschlagssummen vom 21. bis 24.08.2005 (LfU Bayern 2006, S. 8.)

Die beobachtete Niederschlagsverteilung bei Durchzug von Vb Wetterlagen kann räumlich differenziert werden. Das räumliche Muster der Niederschlagsverteilung Alpenhochwasser 2005 steht für den Typus „westliches Untersuchungsgebiet“ (vgl. Kapitel 4.4.2). Der am östlichen Rand gelegene Teil des Untersuchungsraumes erfährt deutlich geringere Niederschlagsraten, am Pegel Salzburg

(Salzach) wird am 24.08.2005 nur die Meldestufe 1 erreicht (vgl. HND Bayern 2010). Am Inn hingegen kommt es auch im inneralpinen Einzugsbereich (z. B. Pegel Innsbruck) zu intensiven Niederschlägen und dementsprechenden Pegelständen. Aufgrund der räumlichen Orientierung des mittleren Inntals, mehr oder weniger quer zum Niederschlagsfeld in Abbildung 3.21, wurden für diesen Teilbereich stark positive Abflussanomalien gemessen. Am außeralpinen Pegel Wasserburg wurde die Meldestufe 4 deutlich überschritten.

### 3.3.2 Weitere hochwasserrelevante Witterungsbedingungen

Westlagen besitzen ebenfalls Hochwasserrelevanz für das nördliche Alpenvorland. Niederschlagsträchtige Störungen können in den Großwetterlagen Wz, WW und Ws (vgl. Tab. 3.8) eingelagert sein. Die rasche Abfolge atmosphärischer Störungen, wie sie beispielsweise in Form von Zyklonen-Familien gegeben sein kann, erhöht die Hochwassergefahr durch Westlagen im BAV. Die Passage mehrerer Störungen innerhalb kurzer Zeitabstände kann anfänglich zu gesättigten Bodenverhältnissen führen und durch nachfolgende Störungen in Hochwasser resultieren.

Neben zyklonalen Ausprägungen können antizyklonale Strömungskonfigurationen (z. B. GWL Wa) ebenfalls Hochwasserrelevanz erlangen. In Kombination mit Schneebedeckung, insbesondere in den tieferen Lagen des BAV, gewinnt diese GWL an Bedeutung für die Hochwassergenese. Mögliche Szenarien sind temperaturbedingte Schneeschmelze während der Winter- oder Frühjahrsmonate. Die Abfolgen antizyklonaler und zyklonaler Westlagen können die Rahmenbedingungen für die Hochwassergenese weiter verschärfen. Außerhalb der Wintermonate können antizyklonale Lagen durch positive Temperaturanomalien die Schneeschmelze vorbereiten und intensivieren und im Vorfeld regenreicher Ereignisse bereits den Basisabfluss alpiner Flusssysteme erhöhen.

Extreme hydrologische Ereignisse werden im Vorfeld häufig von zyklonalen Westlagen begleitet. Die natürlichen Speicher erfahren eine (Vor-) Sättigung, die zu verschärften Hochwassersituationen führen kann (vgl. Analogfall 2005 und Kapitel 4.4.2). Eine mittlere Zugbahn von Westlagen führt eingelagerte Störungen zonal am Alpenkörper vorbei. Aufgrund von Zugbahn und Zuggeschwindigkeit resultiert ein relativ geringer Stau effekt, vergleichbare Niederschläge wie bei (quasi-) stationären Vb Zyklonen bleiben eine Ausnahme. In seltenen Fällen können sich in Westlagen eingelagerte Zyklonen sehr langsam in Richtung Osten bewegen und dementsprechend für anhaltende Regenfälle sorgen. Ein Beispiel dafür sind die Witterungsverhältnisse Ende Mai 2010: über Mitteleuropa kam es zu einer Westlage, die auf der Alpensüdseite von Nordföhn begleitet wurde. Eine atmosphärische Störung nördlich der Alpen zog dabei sehr langsam von West nach Südost. Auffällig war die außergewöhnlich langsame Zuggeschwindigkeit des Tiefdruckgebietes, das zuletzt auf eine südliche Bahn einschwenkte und somit zu stauverstärkten Niederschlägen u. a. im Alpenvorland führte. Innerhalb

des gesamten Untersuchungsraumes kam es zu Pegelreaktionen bei einem deutlichen West-Ost Gradienten. An Isar, Inn und Salzach wurde jeweils die Meldestufe 3 überschritten. Der inneralpine Inn bei Innsbruck zeigte keinerlei Pegelreaktion (vgl. HND Bayern 2010).

Generell kann durch Westlagen (nördlich der Alpen) eine Leezyklogense südlich der Alpen in Gang gesetzt werden (vgl. Tab. 3.8).

### Winterhochwasser und Eisstoß

Eisstoß oder Eisgang haben heute stark an Bedeutung verloren. Eine gestiegene Durchschnittstemperatur (vgl. Abb. 6.1) und die mannigfaltigen anthropogenen Eingriffe in die Flusssysteme lassen Eisgänge in den Dimensionen der Vergangenheit nicht mehr zu. Vor diesen Veränderungen zählten diese Hochwasserereignisse zu den schadensträchtigsten Katastrophen überhaupt. Kalte Winter führten zu gefrorenen Böden, das Austreten von Wasser erfolgte daher meist auf eine nahezu vollständig versiegelte Oberfläche. Die Hochwasserkatastrophe aus dem Jahr 1784 darf als eine der größten Umweltkatastrophen der frühen Neuzeit in Mitteleuropa betrachtet werden (vgl. Glaser 2008). Ein Warmlufteinbruch, der von starken Regenfällen begleitet wurde, führte in nahezu allen Regionen Mitteleuropas, inklusive des BAV, zu enormen Überschwemmungen. Während am Inn Hochwasser in Kombination mit Eisstoß dokumentiert wurde, wurde an Lech und Isar von „ausgedehnten“ bzw. „gewaltigen“ Überschwemmungen berichtet, ohne die Spezifikation „Eisstoß oder Eisgang“ zu erwähnen. In Abbildung 3.22 ist exemplarisch ein Eisstoß abgebildet (Lech Augsburg/Hochablass 1929).

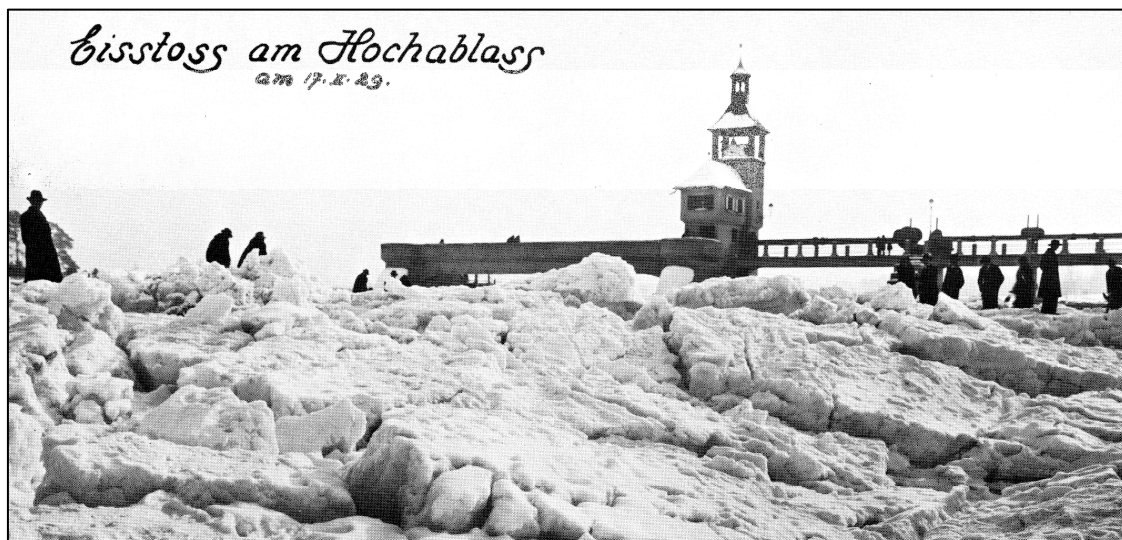


Abb. 3.22: Eisstoß am Hochablass in Augsburg/Lech 1929 (Wegele 1974)

## Konvektion im Sommer

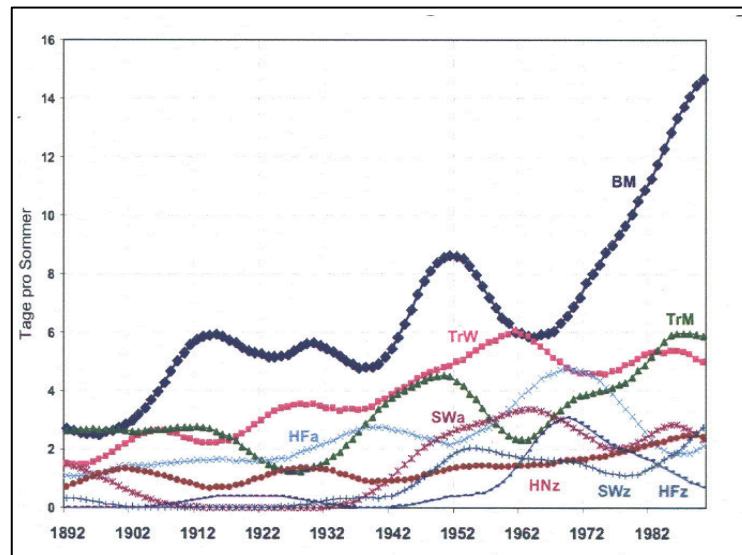
Neben der Hochwassergenese durch dynamische Zirkulation können auch thermische Prozesse zu Hochwasserereignissen führen. Die konvektiven Prozesse im Alpenvorland, vornehmlich während der Sommermonate, zeichnen sich bei räumlicher Annäherung von der Donauniederung in Richtung Alpen durch zunehmende Qualität und Quantität aus. Besonders schadensträchtige Ereignisse werden durch Sturzfluten oder sogenannte Flash Floods ausgelöst (vgl. Brázdil 2005), die aber meist lokal begrenzt bleiben und deren Abfluss in Form einer Hochwasserwelle sich relativ schnell wieder verläuft. Diese kleinräumigen Ereignisse, gekoppelt an Starkregenniederschläge, können sich in der Regel nicht über die großen nordalpinen Flussläufe bis in den Mündungsbereich der Donau fortpflanzen.

### 3.3.3 Der nordostatlantisch/europäische Raum

Für die Analyse der Zirkulationsdynamik, die innerhalb des BAV zu Hochwassersituationen führen kann, muss ein weitaus größerer Raumausschnitt der Nordhemisphäre betrachtet werden. Die steuernden dynamischen Prozesse sind in die großskalige atmosphärische Zirkulation der Nordhemisphäre eingelagert und finden im Bereich der polaren Frontalzone statt. Die zonale Polarfront befindet sich jahreszeitlich bedingt zwischen 40° und 70° nördlicher Breite. Für das europäische Klima der mittleren Breiten sind die Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch in starkem Maße verantwortlich. Für die Analyse der atmosphärischen Rahmenbedingungen wird auf einen Raumausschnitt von 30°N – 70°N und 30°W – 40°E zurückgegriffen. Dieser Raumausschnitt entspricht den Arbeiten von Luterbacher et al. (2002a) und Casty et al. (2005), die für den nordostatlantisch/europäischen Raum historische Luftdruckfelder bzw. Temperatur- und Niederschlagsfelder rekonstruiert haben (vgl. Kapitel 4.1.4). Unter Zuhilfenahme dieser Daten soll die zeitliche Variabilität großskaliger Prozesse über lange Zeiträume hinweg aufgedeckt werden (vgl. Kapitel 5.7 und 5.8). Diese Variabilität zeigt sich in einem zeitlichen Wandel der Häufigkeit und Intensität (hochwasserrelevanter) GWL. Vor allem die Zyklognese im mediterranen Raum hat für das BAV eine herausragende Bedeutung.

Anhand der langjährigen Aufzeichnungen der Wetterstation Hohenpeißenberg kann ab 1890 eine hohe Variabilität der Großwetterlagen aufgezeigt werden (vgl. Fricke & Kaminski 2002). Die GWL nach DWD werden für einen Raumausschnitt definiert, der mit rekonstruierten Daten von Luterbacher et al. (2002a,b) weitgehend korrespondiert. Aufgrund der räumlichen Lage der Bergwetterstation Hohenpeißenberg sind die Angaben für die Hochwassergeschichte des BAV repräsentativ. Auffällig ist die Zunahme der Trogwetterlagen während der Sommermonate (JJA) zwischen 1891 und 2001. Hochwasserrelevanz für das BAV besteht dahingehend, dass die Zyklognese im nördlichen Mittelmeerraum häufig

an Trogwetterlagen wie TrW, TrM und BM gebunden ist. Besonders ausgeprägt ist die Zunahme der Trogwetterlage BM ab Mitte der 60er Jahre des 20. Jh.s, wie in Abbildung 3.23 dargestellt (vgl. dazu auch Abb. 3.16). Auch die Trogwetterlagen TrW und TrM haben in den letzten Dekaden des 20. Jh.s einen verhältnismäßig hohen Anteil an den Wetterlagen der Sommermonate.



**Abb. 3.23:** Wetterlagen differenziert nach Anzahl der Sommertage (JJA) zw. 1891 – 2001  
Bergwetterstation Hohenpeißenberg, Glättung durch 30-jährige Tiefpassfilterung  
(verändert nach Fricke & Kaminski 2002)

Mit Blick auf die Hochwasserkatastrophen der vergangenen Jahre, denen jeweils Vb Wetterlagen zugrunde lagen, stellt sich die Frage, ob das Auftreten dieser Wetterlagen in den Sommermonaten aus heutiger Sicht weiterhin als seltene Anomalie beschrieben werden kann, wie Flohn für die 1950er Jahre attestiert hat.

Ein weiteres Beispiel für die Variabilität von Wetterlagen kann anhand einer Arbeit aus dem Schweizer Raum aufgezeigt werden. Der Schweizer Raum ist insofern für die Hochwasserentwicklung im BAV von Interesse, da teilweise die gleichen synoptischen Konfigurationen in beiden Teilräumen zu Überschwemmungen führen können. Bader & Kunz (1998) haben die Klimarisiken der Schweiz untersucht, der Untersuchungszeitraum war auf 20 Jahre begrenzt. Eine Schlussfolgerung dieser Arbeit schließt lang anhaltende Starkniederschläge durch Staueffekte nördlich der Alpen nahezu kategorisch aus. Aus heutiger Sicht muss dieser Aussage widersprochen werden. Der Untersuchungszeitraum von Bader & Kunz fällt in eine Phase nach der für das BAV herausragenden Hochwasserkatastrophe von 1954 und endet vor der Jahrhundertflut (im Odergebiet) von 1997. Beide Ereignisse können mit Vb Wetterlagen und einem damit verbundenen orogenen Stau in Zusammenhang gebracht werden. Bader & Kunz (1998) führen Starkregenniederschläge bzw. extreme Dauerniederschläge alleine auf südliche Anströmungsrichtungen zurück, deren warme und feuchte Luftmassen auf Kaltluft der freien Atmosphäre der Alpennordseite und über die Alpen hinweg aufgleiten. Für die Schlussfolgerung von Bader & Kunz (1998) können zwei Erklä-

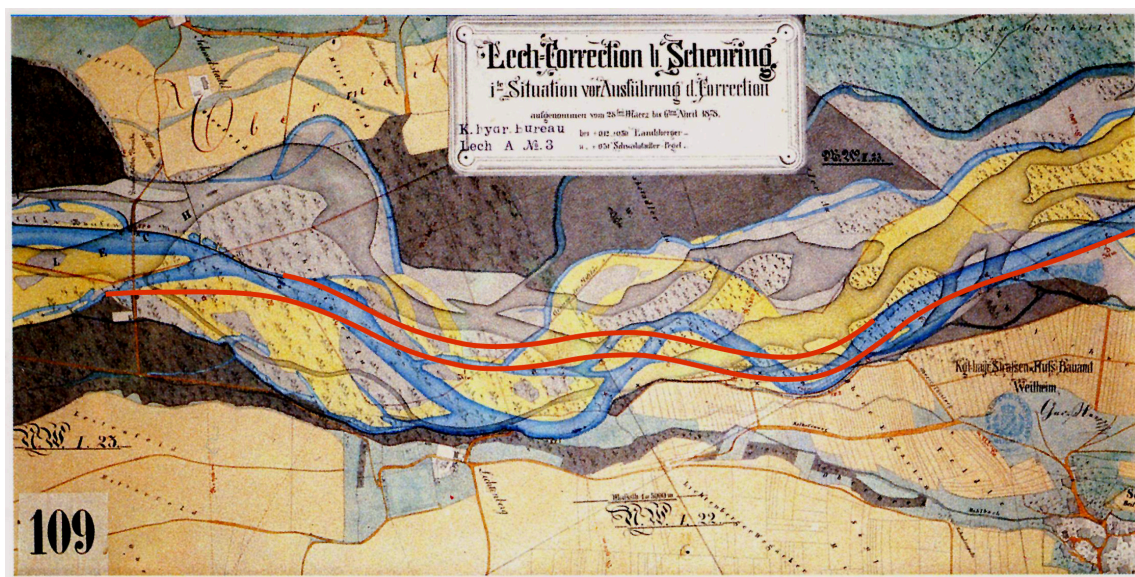


rungsansätze angeführt werden. Der erste Ansatz besteht darin, dass während des kurzen Untersuchungszeitraums keine schadensträchtigen Vb Zyklonen generiert wurden oder dass generierte Vb Zyklonen den nördlichen Schweizer Raum nicht involviert haben. Für das BAV zeigt sich, dass die allgemeine Variabilität der GWL auch deutlicher regionaler Variabilität hinsichtlich der Niederschlagsverteilung durch mediterrane Zyklonen unterliegt. Trotz analoger Charakteristika dieser Wetterlagen kann die räumliche Verteilung des Niederschlags innerhalb des BAV (und Europas) enorm variieren. Diese Variabilität lässt sich anhand rezenter Niederschlagsverteilungsbilder demonstrieren (vgl. Kapitel 4.4.2) und ist zugleich ein Beleg für die hohe räumliche Variabilität der Hochwassergenese innerhalb des BAV. Die Vb Situation im August 2005 hat im Schweizer Raum zu teilweise historischen Pegelhöchstständen geführt.

Letztendlich wird die Variabilität der Wetterlagen durch Prozesse und Telekonnektionen auf globaler Skala gesteuert (vgl. Tabelle 3.4), die sich wiederum auf den nordostatlantisch/europäischen Raum auswirken. Dieser Raum umfasst mit dem nördlichen Atlantik und dem Mittelmeer die für das Untersuchungsgebiet entscheidenden Wasserdampfquellen für Verdunstung und Kondensation.

### 3.4 Die natürliche Flussdynamik und deren Veränderung durch anthropogene Eingriffe

Mit dem Ende der Würmeiszeit vor ca. 10.000 Jahren erhält das BAV eine vorläufig letzte glazifluviale Überprägung (vgl. z. B. Schiechl 1982, Liedtke & Marcinek 1995). Im Holozän (~10.000 bis heute) sind fluviale Erosion und Akkumulation die prägenden geomorphologischen Prozesse.



**Abb. 3.24:** Lechkorrektur bei Scheuringen, Situation vor Ausführung der Korrektur 1878 (LFW Bayern 1984, S. 11)

Bis Anfang des 19. Jh.s konnten die bayerischen Alpenflüsse, abgesehen von wenigen lokalen und begrenzten anthropogenen Eingriffen, ihren ursprünglichen Charakter behaupten. Die nordalpinen Flüsse flossen in wild zerteilten Furkationsstrecken der Donau entgegen (vgl. z. B. Schiechl 1982, LfW Bayern 1984). In Abb. 3.24 ist der Lech bei Scheuringen vor den Ausführungen der Korrektur im Jahre 1878 dargestellt<sup>26</sup>. Das ursprüngliche Flussbett mit seinen vielfach verzweigten Flussarmen und Schotterbänken und seiner mächtigen seitlichen Erstreckung steht beispielhaft für die Unterläufe des Untersuchungsgebietes. Die rote Signatur in Abbildung 3.24 zeigt die geplante und ausgeführte Korrektur, die zu einer Verkürzung der Fließstrecke geführt hat.

Entlang der Flüsse Rhein, Iller, Lech (Wertach), Isar, Inn, Salzach, Traun und Enns war dieser Landschaftstypus innerhalb Mitteleuropas besonders ausgeprägt. Raster (1979) beschreibt die ursprünglichen Verhältnisse entlang des Lechs, den großen nordalpinen Flüssen werden allgemein analoge Verhältnisse unterstellt. Vor dem Beginn systematischer wasserbaulicher Eingriffe war Hochwasser die bestimmende Kraft in den Flussbetten der kalkalpinen Gebirgsflüsse. Eine besonders große morphologische Wirkung wird den Hochwasserabflüssen des Frühsommers zugeschrieben. Bei entsprechender Amplitude durchströmte das Wasser, dessen Fließdynamik durch hohe Geschwindigkeiten gekennzeichnet war, weite Teile der Talsohlen. Die Rauigkeit des Flussbettes führte zu variablen Strömungsturbulenzen, ein System von Wasserwirbeln und Wasserwalzen entstand. Dabei wurde die Sohlpanzerung der Gebirgsflüsse immer wieder durch wandernde horizontale Wasserwalzen, vertikale Wanderwirbel, Saug- und Quellwirbel aufgerissen. Dadurch konnten große Mengen Lockermaterial mitgeschleppt und flussabwärts wieder abgelagert werden. Der Variabilität einer sich permanent ändernden Strömungsgeschwindigkeit kommt eine bedeutende Rolle für die Umlagerungsvorgänge zu. Die geomorphologische Gestaltung der Flussbettung hängt sowohl von der Strömungsgeschwindigkeit wie auch von der aufgenommenen Korngröße des transportierten und wieder abgesetzten Materials ab. Trotz starker Regulierungen sind Hochwasserereignisse noch heute von grundlegender Bedeutung für die Lebensbedingungen an den Ufern ehemaliger Wildflusslandschaften.

Die ersten Eingriffe in die Flussläufe des Alpenvorlandes sind mit Infrastrukturmaßnahmen verbunden. Neben dem Brückenbau und dem Schutz von Siedlungen ist die Nutzung von Wasserkraft vor allem in Zusammenhang mit dem Mühlgewerbe zu sehen. Allererste Schutz- und Wasserbauten dürfen bereits zur Zeitenwende angenommen werden (vgl. Wirth 1993, Groos 1967), die ersten urkundlich belegten Wasserbauten datieren aus dem Mittelalter. Diese ersten lokalen Eingriffe sollten eine geregelte Verfügbarkeit von Wasser, abseits der Hauptarme, gewährleisten. Beispiele dafür sind das Karolinenwehr in Landsberg oder der Hohe Ablass (heute Hochablass) in Augsburg. Diese Anlagen zählen mit zu den ältesten Wasserbauwerken innerhalb des BAV, der hohe Ablass wird erstmals 1346, das Karolinenwehr 1390 urkundlich erwähnt (vgl. LfW Bayern

---

<sup>26</sup> Scheuringen liegt heute etwa auf Höhe von Flusskilometer 68



1984). Die Nutzbarmachung der Wasserkraft durch ein kontrolliertes Ableiten war durch die stark variierende Geschiebeführung der Flussläufe zusätzlich erschwert. Trotz dieser ersten punktuellen Eingriffe beherrschten die Flüsse Bayerns ihre Täler bis Mitte des 19. Jh.s nahezu uneingeschränkt. Jedes Hochwasser führte zu willkürlichen Veränderungen der Flussläufe (vgl. Schiechl 1982). Ab Mitte des 19. Jh.s verändern sich die Nutzungsansprüche an die Talauen und führen zu ersten systematischen Eingriffen. Die wild zerteilten Furkationsstrecken mussten gesteigerten Verkehrsbedürfnissen, dem Siedlungsschutz und dem Bedarf nach nutzbarem Land weichen. In den folgenden Jahrzehnten wurden die ursprünglich wildalpinen Flüsse in künstliche Flussbette gezwungen. Die Tallandschaften und Flussbette der ehemals stark geschiebeführenden kalkalpinen Flüsse wurden innerhalb von 150 Jahren grundlegend und nachhaltig verändert.

Mit Beginn des 19. Jahrhunderts stehen erstmals die technischen Voraussetzungen für großangelegte Flussregulierungen zur Verfügung. Karl Friedrich von Wiebeking vom Zentralbüro für Strassen- und Wasserbau zeichnete hauptsächlich für die großen Flussregulierungen in Bayern verantwortlich und folgt dem Fortschrittsglauben des 19. Jh. vorbehaltlos (Müller 1991, S. 20):

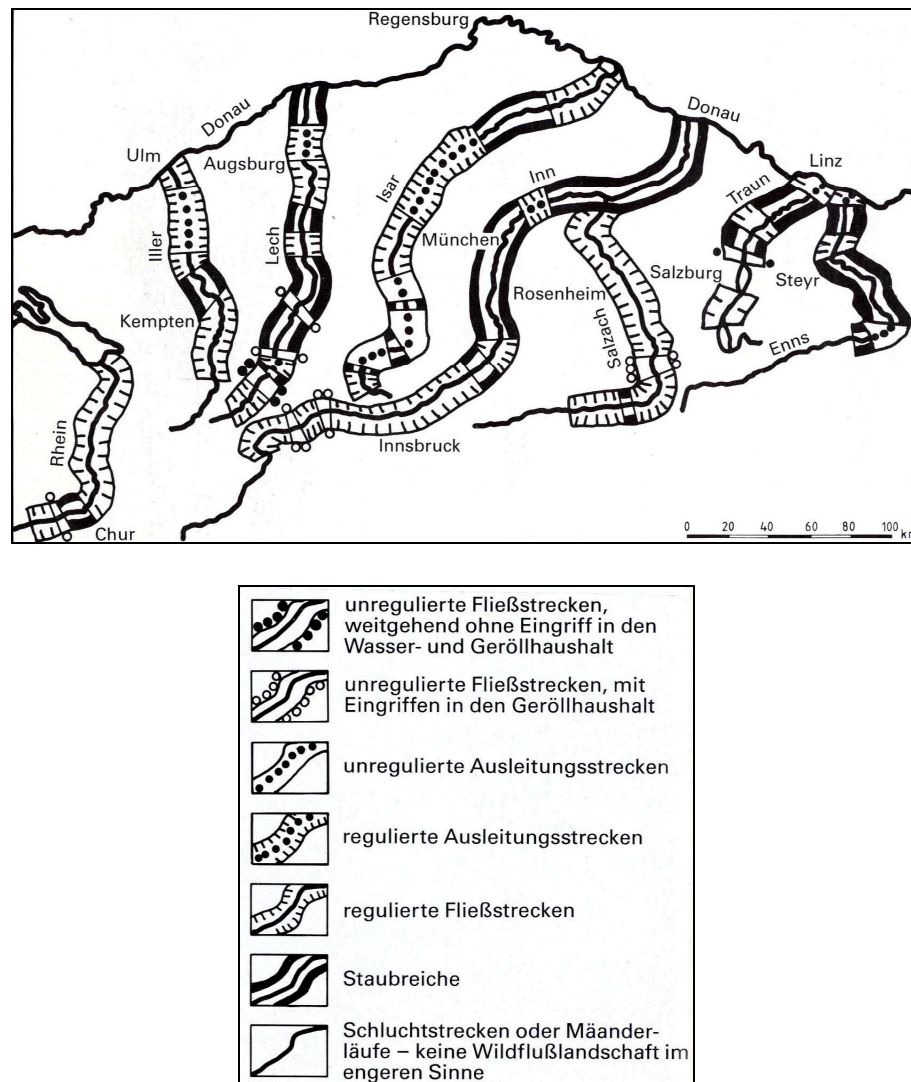
*„... die Wissenschaft, welche die Flüsse wohltätig für ihre Anwohner leitet, die Hochgewässer in feste Bahnen hält ..., Moräste und Seen in fruchtbares Land verwandelt, und öde Sandfelder und sterile Heyden in lachende Gefilde umschafft.“*

Um den regelmäßig wiederkehrenden Überschwemmungen, Landabrissen, Murabgängen und Versumpfungen entgegenzuwirken, wurden erste Uferdeckwerke an gefährdeten Stellen errichtet. Diese ersten Längsbauten, bestehend aus Holz, Stein und Faschinenten, lösten eine Kettenreaktion aus. Der Bau eines Uferdeckwerkes führte meist zu einer Verschlechterung der flussabwärtigen Situation und zum Bau einer weiteren Schutzmaßnahme. Dieses Prinzip setzte sich so weit fort, bis die Anforderungen an den Einzelnen nicht mehr gestemmt werden konnten und der Staat zum Eingreifen gezwungen war. Im Jahre 1865 wurden von der königlichen bayerischen obersten Baubehörde die „Technischen Vorschriften für den Flussbau“ erlassen. Die Korrektionsbauten führten zu einer Minderung der Hochwassergefahr, die Seitenerosion wurde stark eingeschränkt. Die im Rahmen der Korrektions- bzw. Regulierungsmaßnahmen durchgeführten Flussbegradigungen brachten ein stark erhöhtes Fließgefälle von etwa 2,5 ‰ hervor. Darauf reagierten die verkürzten Flussläufe mit enormen Eintiefungsprozessen, die mit einem gleichzeitigen Absinken des Grundwasserspiegels wiederum zu einer Gefährdung von Brücken und Uferbereichen führten (vgl. Abbildung 3.3). Die Energie der eingeschränkten Seitenerosion wurde in Tiefenerosion innerhalb des Flussgerinnes umgewandelt. Diese Eintiefungsprozesse führten zu nachteiligen Folgen für das Grundwasserregime und flussbegleitende Landschaften wie den Talauen. Dieser immer weiter fortschreitenden Sohleintiefung, ausgelöst durch die Längskorrekturen, musste man mit Flusssohle stützenden Querbauwerken begegnen. Diese radikalen Eingriffe in die natürlichen alpinen Flusssysteme hat-

ten zur Folge, dass ursprünglich vorhandene Retentionsräume verloren gingen und die Speicherfunktionen von Auwäldern und Mooren sukzessive minimiert wurden. Folgen dieser Maßnahmen waren und sind eine Abflussbeschleunigung und die Erhöhung der Spitzenabflüsse. Diesen Folgewirkungen begegnete man wiederum mit Abfluss ausgleichenden Maßnahmen, die sich in der Erbauung von künstlichen Wasserspeichern manifestierten. Den Eingriffen in die Flusssysteme ab Mitte des 19. Jh.s bis in die 30er Jahre des 20. Jh.s musste mit Sanierungsmaßnahmen aufgrund der schädlichen Eintiefungsprozesse begegnet werden (vgl. Hauf 1952, Schiechl 1982).

Zunehmend gewann die Energieerzeugung durch Wasserkraft an Bedeutung. Am Lech bei Augsburg wurde bereits im Jahr 1901 der erste Ausleitungskanal zur Energiegewinnung, mit weitreichenden ökologischen Folgen, fertig gestellt. Dem ursprünglichen Flussbett kam nur noch bei hoher Abflussmenge Wasser zu. Dem sprunghaft ansteigenden Stromverbrauch Bayerns folgte ab 1938 ein forcierter Ausbau der Wasserkraft. Allen nordalpinen Flüssen voran wurden Lech und Inn besonders konsequent mit Staustufen verbaut. Auslöser dafür war der hohe Wasserreichtum, der wiederum die starken Eintiefungsprozesse beschleunigte und verstärkte. Durch die Baumaßnahmen der Staustufen wurde eine vollständige Umwandlung der ursprünglichen Flusscharaktere besiegelt. Daraus resultierten schwerwiegende Folgen für die verbleibenden Fließstrecken in Form stark erhöhter Gerölldefizite (vgl. Hauf 1952, Bürger, 1991, Müller 1991).

Bei den Eingriffen in die alpinen Flusssysteme muss generell zwischen den Unterläufen und den Oberläufen differenziert werden. Ein erhöhter Bevölkerungsdruck auf den Alpenraum führte zu ausgeprägten Wildbachverbauungen, die mit ihren Geschiebesperren zu einer erheblichen Störung des Geröllhaushaltes führten und führen. Kein Lebensraum innerhalb Mitteleuropas wurde in den vergangenen 150 Jahren derart nachhaltig beeinflusst und verändert wie die nordalpinen Flussläufe. Die anthropogenen Eingriffe hatten und haben zur Folge, dass die großen Alpenflüsse ihre ursprüngliche Dynamik weitgehend eingebüsst haben und alpine Wildflusslandschaften nur noch in Restbeständen erhalten sind. In Abb. 3.25 sind die wasserbaulichen Eingriffe in die großen Wildflusslandschaften Mitteleuropas dargestellt (vgl. Müller 1991). Die großen Flussläufe der (nördlichen) Ostalpen wurden nahezu in ihrer Gesamtheit anthropogen überprägt (vgl. Abb. 3.25). Nur noch ein rudimentärer Rest unregulierter Umlagerungsstrecken ist im Oberlauf des Lechs (Tiroler Lech) erhalten geblieben.

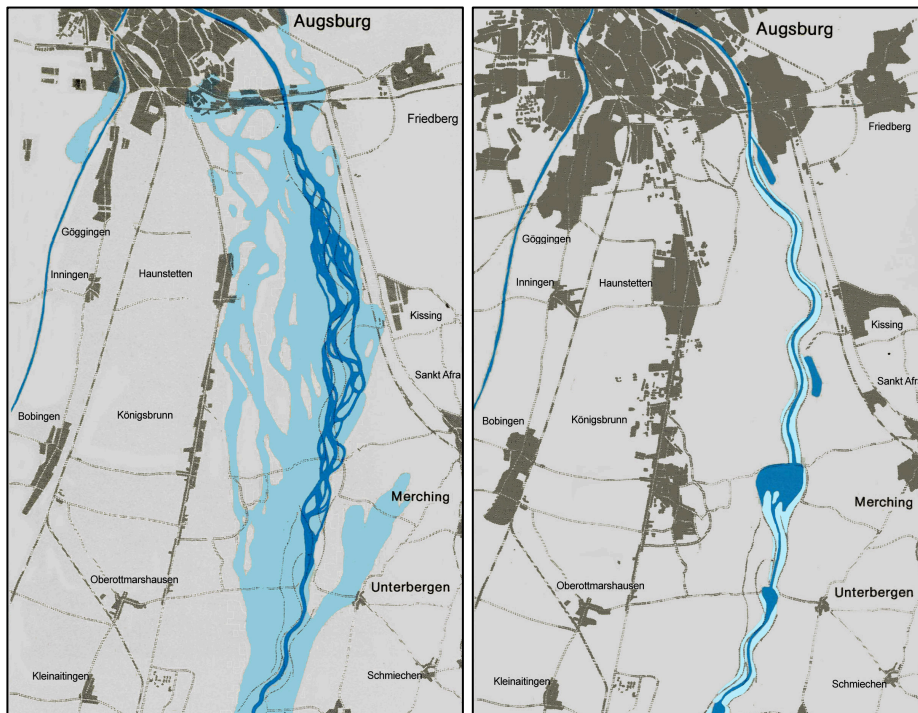


**Abb. 3.25:** Wasserbauliche Eingriffe in die großen Wildflusslandschaften Mitteleuropas (verändert nach Müller 1991, S. 24)

### Veränderung des Flutperimeters vor und nach den Korrektionsmaßnahmen

Am Beispiel des Lechs kann die Veränderungen auf den Flutperimeter vor und nach den grundlegenden Korrektionsmaßnahmen aufgezeigt werden. Dieser Gegenüberstellung liegen Hochwasserereignisse der Jahre 1910 und 1983 mit vergleichbarem Abfluss zugrunde. In Abbildung 3.26 ist der räumliche Ausschnitt von Augsburg im Norden (~ Flusskilometer 45,6) bis zur heutigen Staustufe 21 im Süden (bei Prittrichring, ~ Flusskilometer 64) dargestellt. Generell zählt der Unterlauf zwischen Landsberg und Augsburg aufgrund seiner geomorphologischen Ausprägung zu den besonders hochwassergefährdeten Abschnitten innerhalb des Lechtals. 1910 erreichte der Flutperimeter eine maximale Breite von bis zu 4 km, die überschwemmte Gesamtfläche zwischen Landsberg und Augsburg wurde mit 5630 ha berechnet. Im Jahr 1983, unter Einbeziehung des Flusslaufes, beträgt die überflutete Fläche nur noch 1170 ha, die Hochwasserschutzdämme

wurden nicht überschritten. Das Hochwasser von 1983 ist innerhalb eines künstlichen Hochwasserflussbetts abgeflossen.



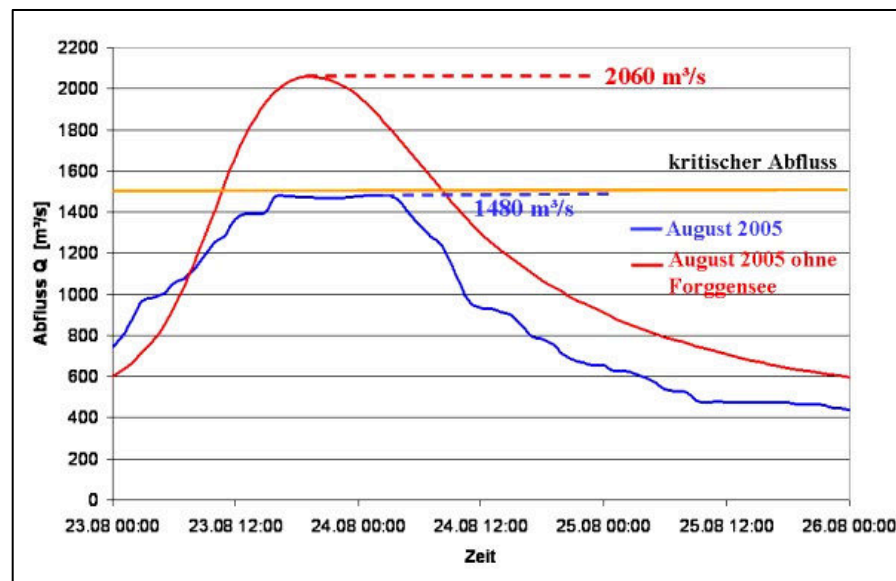
**Abb. 3.26:** Flutperimeter Lechhochwasser 1910 und 1983 (verändert nach Bay. LfW 1984 S. 30)

### Auswirkungen anthropogener Eingriffe in die natürlichen Flussläufe

Die Auswirkungen anthropogenen Eingreifens in die Flussläufe und ihre Auswirkungen auf die Hochwasserfrequenz dürfen als geringfügig betrachtet werden. Zu diesem Ergebnis kommen Mudelsee et al. (2003), die mit Blick auf die Hochwassergeschichte von Elbe und Oder folgern, dass anthropogene Eingriffe nur geringfügige Auswirkungen auf die Hochwasserhäufigkeit herbeiführen. Dieser Feststellung liegen Parameter wie die Reduktion der Flusslauflänge, die Errichtung von Speicherbauwerken und anthropogene Landschaftsveränderung wie z. B. Entwaldung zugrunde. Grünewald (2002) relativiert mit zunehmender Stärke eines Hochwasserereignisses die Bedeutung anthropogener Eingriffe, die nach Glaser (2008) bei extremen und großräumigen Ereignissen keine Rolle spielen. Hochwasserereignisse mit mittlerer Amplitude werden generell von der Landnutzung beeinflusst, aber nicht dominiert. Die anthropogenen Eingriffe im Sinne des Hochwasserschutzes haben zu einer Reduktion des Hochwasserrisikos bei mittelstarken Ereignissen geführt. Strobl et al. (2003) widersprechen dieser Annahme nicht grundsätzlich, bringen aber Überlegungen zu erhöhtem Niederschlag und daraus resultierendem erhöhten Abfluss ein. In diesem Zusammenhang wird auf den Verlust natürlicher Retentionsräume und auf die Einengung des Hochwasserabflussquerschnittes hingewiesen. Dem Versiegelungsgrad der

Landschaft wird mit Hinblick auf steigende Hochwasseramplitude abnehmende Bedeutung beigemessen. Für die stärksten Ereignisse wird der anthropogene Versiegelungsgrad als unerheblich beschrieben.

Durch eine Vielzahl von Wasserbauwerken wie beispielsweise Speicherseen und Staustufen kann heute der Hochwasserabfluss durch Hochwassermanagement teilweise gesteuert werden. Der tatsächlich aufgezeichneten Abflussganglinie (blaue Kurve) in Abbildung 3.27 ist die theoretisch berechnete Abflussganglinie ohne die Rückhaltefunktion des Forggenseespeichers (rote Kurve) für den Lech-pegel Augsburg im August 2005 gegenübergestellt.



**Abb. 3.27:** Auswirkungen des Forggenseespeichers auf den Hochwasserabfluss des Lechs in Augsburg im August 2005 (WWA Kempten 2010).

Das Hochwassermanagement im Sommer 2005 hat entlang des Lechs schadensträchtiges Ausufern unterbunden. Die Deichkronen wurden nicht überspült, obwohl der natürliche Abfluss ohne die Speicherfunktion des Forggensees das höchste jemals berechnete Hochwasser (HHQ) mit 2060  $\text{m}^3/\text{s}$  am Pegel Augsburg unter der Wertachmündung darstellt.

## 4 Datengrundlage und Methoden

Wissenschaftliche Untersuchungen auf Basis historischer Daten sind an eine Vielzahl von Prämissen gebunden. Im Folgenden werden die erhobenen Daten vorgestellt und die damit einhergehenden Komplikationen diskutiert. Limitierend auf die historischen Hochwasserchronologien und deren Auswertungen wirkt sich generell die Datenverfügbarkeit deskriptiver Überlieferungen aus. Nach Beschreibung und Vorstellung der Datengrundlage werden die angewandten Methoden der Analyse und Auswertung vorgestellt. Allen Hochwasserereignissen wurden Schadensklassen zugewiesen, die einer dreiskaligen Systematik folgen (vgl. Kapitel 4.2.1). Die zunehmende Intensität dieser Kodierung folgte den Ziffern 1, 2 und 3. Die klassifizierten Ereignisse werden wie folgt abgekürzt: HW3 für schwere Ereignisse, HW2 für mittelschwere Ereignisse und HW1 für leichte Ereignisse.

### Untersuchungszeitraum

Der Untersuchungszeitraum erstreckt sich, je nach Datenverfügbarkeit der einzelnen Einzugsgebiete, von Beginn des 13. Jh.s bis heute<sup>27</sup>. Derart lange Zeitreihen unterliegen hinsichtlich ihrer Homogenität multiplen Restriktionen, denen mit methodischen Ansätzen begegnet werden muss. Die wissenschaftliche Bedeutung dieser langen Zeitreihen ist in der Analyse der Veränderlichkeit Hochwasser auslösender Faktoren zu sehen, die in eine Zeit ohne (signifikante) klimarelevante anthropogene Eingriffe zurückreicht. Die projekteigene Datenbank *Inundationes Bavariae Thesaurus* (IBT) beginnt ab dem Jahr 1200 bei anfänglich spärlicher Datendichte. Die Datenverfügbarkeit historischer Quellentexte lässt sich für Mitteleuropa allgemein in vier Zeitabschnitte unterteilen. Die folgenden Angaben beziehen sich auf deskriptive Quellen, die sich inhaltlich mit der gesamten Bandbreite klimatischer Informationen beschäftigen: Während des 11. Jh. AD lassen sich rund 35% der Jahre anhand direkter oder indirekter Angaben (Proxydaten) belegen. Für das 12. bis 13. Jh. AD steigt der deskriptive Nachweis auf bereits 85% der Jahre an, im 14. und 15. Jh. AD beläuft sich der Anteil auf 90% und ab 1500 sind für 100% der Jahre deskriptive Angaben vorhanden (vgl. Glaser 2008). Diese differenzierte Datenverfügbarkeit in Mitteleuropa gibt bereits einen Hinweis auf die Datendichte der IBT, die sich ausschließlich auf den hydrologischen Extremfall Hochwasser innerhalb des BAV spezialisiert hat. Eine notwendige Fallzahl für statistische Auswertungen liegt eingeschränkt ab dem 14. Jh. vor. Analog der vorab beschriebenen Datenverfügbarkeit in Mitteleuropa kann zu Beginn des 16. Jh.s ein deutlicher Anstieg innerhalb der ITB angezeigt werden, eine Entwicklung, die in Zusammenhang mit Gutenbergs revolutionärer Erfindung des Buchdrucks zu verstehen ist (vgl. Glaser 2008). Gleichzeitig voll-

---

<sup>27</sup> Die jüngsten Ereignisse, die Aufnahme in die IBT gefunden haben, datieren aus dem Jahre 2008.

zieht sich auch der Übergang vom späten Mittelalter in die Renaissance, die Geisteswelt erfährt tiefgreifende Veränderungen. Naturkatastrophen werden nicht mehr ausschließlich als Gottesstrafe verstanden. Ab 1826 liegen für wenigstens einen repräsentativen Pegel je Einzugsgebiet behördliche Wasserspiegelangaben (Lattenpegel) in täglicher Auflösung vor. Die (scheinbar) verbesserte Datenlage unterliegt in den ersten Dekaden multiplen Trends, denen wiederum mit methodischen Ansätzen begegnet werden musste, um eine bestmögliche Homogenität innerhalb der Gesamtzeitreihen zu erzielen.

Ein besonderes Interesse gilt Ereignissen, die mit Staulagen an den Alpen in Verbindung gebracht werden können. Diese stauindizierten bzw. stauverstärkten Ereignisse sollen aus dem Hintergrundrauschen anderer Hochwasser auslösender Faktoren hervorgehoben werden. Unter Berücksichtigung der Datenlage und der klimatischen Verhältnisse innerhalb des BAV bietet es sich an, die Untersuchung mit dem Anfang der „Kleinen Eiszeit“ zu beginnen. Diese Phase beginnt nach Wanner et al. (2000a) um 1300 und endet 1850 (vgl. Kapitel 3.2.2).

## **4.1 Die Datengrundlagen historischer Hochwasserereignisse**

Die Datengrundlage der Hochwassergeschichte des BAV generiert sich aus deskriptiven wie instrumentellen Daten. Die recherchierten und erhobenen Quellen werden im Folgenden besprochen und vorgestellt.

### **4.1.1 Daten der deskriptiven Phase**

In diesem Kapitel werden die Datengrundlagen der IBT vorgestellt. Neben verifizierten Datenbanken wie der HISKLID und CLIMDAT wurden des Weiteren eine Vielzahl von Kompilationen, historischen Publikationen und Fachliteratur ausgewertet. Auf eine Besprechung und Auflistung der vielfach recherchierten und ausgewerteten (Stadt-) Chroniken wird verzichtet. Diese Quellenangaben sind im Rahmen der IBT kodiert und hinterlegt.

Die erhobenen Daten generieren sich nach zweierlei Gesichtspunkten. Innerhalb des BAV wurden sämtliche recherchierbaren Hochwasserereignisse und die dazu begleitenden synoptischen Informationen zusammengetragen. Mit Hinblick auf die subjektive Rekonstruktion historischer Wetterlagen (vgl. Kapitel 5.3) bedarf es zusätzlich einer räumlichen Ausdehnung über das eigentliche Untersuchungsgebiet BAV hinaus. Auf Basis der zeitlichen Informationen der recherchierten Hochwasserereignisse innerhalb des BAV wurden weitere historische Quellen, innerhalb des grob umrissenen Raumausschnitts Mitteleuropa/östlicher Alpenraum, nach zeitlich relevanten Witterungs- und Hochwasserinformationen hin untersucht. Relevant sind Informationen, die zeitgleich mit Hochwasserereignissen innerhalb des BAV stattgefunden haben. Der zeitliche Rahmen orientiert sich an den detektierten Ereignissen innerhalb des Untersuchungsgebietes. Um der



synoptischen Genese von hochwasserträchtigen Wetterlagen gerecht zu werden, wurden relevante Witterungsinformationen, die maximal 7 Tage vor bzw. nach dem Ereignistag stattfanden, berücksichtigt. Diese Zeitspanne wird im Folgenden als synoptische Regelablaufphase bezeichnet. Zu Beginn der Vorstellung müssen einige Widrigkeiten, die mit einer Analyse historischer Daten einhergehen, diskutiert werden.

### **Datenlücken**

Die Arbeit mit historischen Daten macht es notwendig, die Homogenität der Zeitreihen kritisch zu überprüfen. Es ist anzunehmen, dass Epidemien wie beispielsweise die Pest, Naturkatastrophen oder kriegerische Auseinandersetzungen sich negativ auf die Datenlage ausgewirkt haben. Diese Missstände können durch den Umfang der IBT kompensiert werden. Es ist anzunehmen, dass nicht alle Siedlungsschwerpunkte des Untersuchungsgebietes zeitgleich betroffen waren. Einzelne kleinere Ereignisse mögen aufgrund historischer Begleiterscheinungen durch dieses Raster rutschen, Ereignisse mit großem räumlichen Perimeter, die im Normalfall von hoher Schadensamplitude begleitet wurden, sollten größtenteils detektiert worden sein. Datenlücken, wie sie beispielsweise durch die Auswirkungen des 30-jährigen Krieges zu vermuten wären, können zumindest für dieses zerstörerische Ereignis weitgehend ausgeschlossen werden<sup>28</sup>. Glaser (2008) verweist dazu auf die Annalen von Hermann IV., die nahelegen, dass die relative Hochwasserarmut, die sich in den Zeitreihen dieser Untersuchung ebenfalls widerspiegelt, auf einem klimatischen Trend beruht. Bereits Klebelsberger (1952) beschreibt das auffällige „Zurücktreten von Hochwässern im 17. Jahrhundert“.

### **Datierung der Ereignisfälle**

Die Kalenderreform des Jahres 1582 birgt einige Komplikationen in sich. Der gregorianische Kalender, benannt nach Papst Gregor XIII, löste ab Ende des 16. Jh.s den bis dahin gültigen Julianischen Kalender ab. Diese Neueinführung war notwendig geworden, da sich der julianische Kalender an einem zum damaligem Zeitpunkt um ca. 11 Minuten überzogenen Sonnenjahr orientierte und nicht nach der christlichen Osterrechnung. Durch diese zeitliche Diskrepanz entfernte sich das Osterfest von seinem eigentlichen Datum immer weiter. Um das Frühjahrs-Äquinoktium wieder auf den 21. März zu terminieren, wurden im Jahre 1582 zehn Tage übersprungen. Diese Anpassung wurde am 04. Oktober 1582 durchgeführt. Dabei folgte auf Donnerstag den 04. Oktober Freitag der 15. Oktober (vgl. Lietzmann & Aland 1934, Vogtherr 2006). Besonders kompliziert für eine Homogenisierung der Daten erweist sich der Zeitversatz der Anerkennung des neuen - und aufgrund der Einführung von Schalttagen flexibleren - Kalenders innerhalb Europas. Hauptsächlich geprägt durch die jeweilige Konfession wurde der

---

<sup>28</sup> Der 30-jährige Krieg währte von 1618 bis 1648.



Reform in unterschiedlichen Jahren gefolgt. Die meisten katholischen Territorien innerhalb Europas folgten der Reform sehr zeitnah, die protestantischen Länder hingegen verweigerten sich anfangs der Gleichschaltung. Teilweise dauerte es mehrere Jahrhunderte, bis sich ein vereinheitlichter Kalender durchgesetzt hatte. Die protestantischen Territorien des Heiligen Römischen Reichs übernahmen erst mit dem Jahr 1700 den reformierten Kalender. Im Rahmen dieser Arbeit wurden, soweit differenzierbar, alle Daten dem „neuen Stil“ angepasst. Neben dieser systematischen Problemstellung wird eine exakte zeitliche Zuordnung durch weitere historische Gepflogenheiten erschwert, die den vielfältigen Heiligtagen mehr Bedeutung beimaßen als dem tatsächlichen Datum, das wiederum regionalen Differenzierungen und Konfessionen untergeordnet war (siehe Lietzmann & Aland 1934).

Am Beispiel der Chronik für München (Stahleder 1995 – 2005) lässt sich noch eine weitere zeitliche Zuordnungsproblematik beschreiben. Die Stahledersche Chronik basiert teilweise auf den Kammerrechnungen der Stadt München, die mit Hinblick auf die Hochwassergeschichte der Isar ihre Bedeutung finden. Eine vergleichbare chronikale Datenlage, wie sie beispielsweise in Augsburg oder Innsbruck vorzufinden ist, fehlt größtenteils für München. Die Kammerrechnungen sind häufig die einzigen indirekten Hinweise auf das Hochwassergeschehen entlang der (mittleren) Isar. Die zeitliche Einordnung wird dadurch erschwert, dass Hochwasser häufig erst zum Tag der Auszahlung der „am Wasser“ Beschäftigten notiert und festgehalten wurden, ohne auf den genauen Zeitpunkt des Hochwasserereignisses einzugehen. Innerhalb der IBT werden solche Ereignisse mit der Präposition „vor“ versehen, die zeitlich einen enormen Spielraum eröffnet, da eine genaue Datierung nicht mehr möglich ist. Diese Praxis der Niederschrift durch historische Behörden war ein gebräuchliches Verfahren. Teilweise müssen die Hochwasserereignisse im Raum München aufgrund beschriebener Arbeiten oder Schäden abgeleitet werden, dabei erweisen sich vor allem Hinweise zu Brückenschäden und -reparaturen als hilfreich und aussagekräftig.

Diese begleitenden Umstände führen in Summe zu einer Unschärfe der zeitlichen Zuordnung. Mit Hilfe von Clusterbildung, die auf einer raum-zeitlichen Verteilung der Schadensverortungen basiert, kann diese zeitliche Unschärfe eingegrenzt werden. Die Clusterbildung regionaler bis überregionaler Hochwasserereignisse bezieht sich in der Regel auf den mehrtägigen Ablauf einer Wetterlage, die sich im Idealfall von Regenbeginn über die Hochwasserscheitelwelle bis zum Abflauen der Überschwemmung verfolgen lässt. Eine exakte zeitliche Abgrenzung wird zusätzlich durch differenzierte Inhalte der Quellentexte erschwert. Häufig lässt sich zeitlich nicht zwischen Niederschlagsbeginn, Eintreffen der Hochwasserscheitelwelle oder einer abschließenden Schadensbeschreibung unterscheiden. Die Interpretation des räumlichen Kriteriums orientiert sich an rezenten Analogfällen (siehe Kapitel 4.4.2). Problematisch kann sich die Differenzierung bei zeitlich kurz hintereinander abfolgenden Hochwasserwellen darstellen. Die Clusterbildung stellt zudem ein räumliches Kriterium dar, mit dessen Hilfe eine subjektive Interpretation der Hochwasser verursachenden Witterungs-

lagen erfolgt. Dies geschieht ebenfalls unter Zuhilfenahme rezenter synoptischer Analogfälle.

### **Chroniken/Historische Printmedien/Fachliteratur**

Im Rahmen der Datenerhebung wurde eine Fülle historischer Chroniken mit der Zielsetzung, Hochwasserereignisse zu recherchieren, ausgewertet. Diese Zielsetzung lässt sich räumlich differenzieren. Primär standen die Hochwasserereignisse des BAV im Mittelpunkt, sekundär das synoptisch relevante Untersuchungsgebiet „Mitteleuropa“. Stellvertretend sei auf die „Chroniken der deutschen Städte“ verwiesen (Historische Kommission der Bayerischen Akademie der Wissenschaften 1862 – 1968). Neben Chroniken mit unterschiedlichstem Inhalt wie der Stadtgeschichte, Naturkatastrophen und Brückengeschichte konnten auch Veröffentlichungen historischer Vereine ausgewertet werden (vgl. z. B. „Landsberger Geschichtsblätter“ oder „Kaufbeurer Geschichtsblätter“). Einen weiteren Fundus für Hochwasserereignisse der Vergangenheit stellen historische Printmedien dar, die je nach Einzugsgebiet ab 1780 in Auflage gingen (vgl. z. B. Augsburger Postzeitung, Innsbrucker Nachrichten).

Klima und Naturgefahren in historischer Zeit sind generell in den vergangenen zwei Dekaden vermehrt Gegenstand wissenschaftlicher Forschung. Stellvertretend soll auf Arbeiten von Rohr (2004, 2006a,b, 2008), Brázdil (u. a. 1998) , Brázdil et al. (1999, 2002) und Pfister (u. a. 1988, 1995, 1999) verwiesen werden, die der Causa Hochwasser besondere Aufmerksamkeit gewidmet haben. Die zeitlich relevanten Inhalte dieser Arbeiten stellen für die Hochwassergeschichte des BAV einen zusätzlichen Informationsgewinn hinsichtlich räumlicher Kriterien hochwasserrelevanter Wetterlagen dar.

### **Kompilationen**

Die Grundlage für die Interpretation synoptischer Störungssysteme, die in Kontext zur Hochwassergeschichte des BAV stehen, bilden die Einträge mehrerer Kompilationen. Einen besonders großen Anteil haben dabei die Angaben der Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850 von Weikinn (1958 – 1960), dessen Arbeit posthum durch Börngen & Tetzlaff (2000 – 2002) ihren Abschluss gefunden hat, siehe Kapitel 4.1.1.1.

Der vorliegenden Arbeit konnte ein weiterer Datenfundus zugänglich gemacht werden, der von seiner Anlage her an die Sammlung Weikinn erinnert. Es handelt sich dabei um die bis dato nicht editierte Handzettelsammlung Schorn, die im Rahmen der Nachlassverwaltung des Ferdinandeums in Innsbruck betreut wird (vgl. Klebelsberg 1952). Mit dem Naturatlas Tirols (Fliri 1998) wurde zur Abdeckung der synoptisch bedeutsamen Raumwirksamkeit eine weitere Kompilation hinzugezogen.

#### 4.1.1.1 Weikinn: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas

Die Quellentexte Weikinns decken räumlich das Hochwassergeschehen historisch ehemals deutschsprachiger bzw. bilingualer Gebiete des „Heiligen Römischen Reichs“ ab. Dazu zählen neben den noch heute deutschsprachigen Gebieten Steiermark und Kärnten die Regionen Böhmen, Mähren, Schlesien, Siebenbürgen, Pommern, Ostpreußen und Krain. An heutigen Staatsgrenzen orientiert, entspricht dieser Gebietsausschnitt den Ländern Slowenien, Österreich, Ungarn, Slowakei, Tschechien und Polen. Dieses Gebiet bzw. die historischen Informationen zu Witterungsabläufen und der Hochwassergeschichte können je nach Datenlage von entscheidender Bedeutung bei der Interpretation synoptischer Störungen im Alpenvorland sein. Da sich innerhalb der Untersuchung eine besonders schadensträchtige Wetterlage herauskristallisiert hat, gewinnt der von Weikinn untersuchte Raum besonders an Bedeutung, ein Umstand der in Kapitel 4.4.2 anhand rezenter Analogfälle vorgestellt wird. Dabei stehen synoptische Störungen mit meridionaler Bewegungskomponente im Mittelpunkt, allen voran die sog. Vb-Wetterlage. Für die Rekonstruktion historischer Witterungsfälle stellt sich der räumliche Fokus von Weikinn als glücklicher Zufall dar. Das von Weikinn untersuchte Kerngebiet wird von atmosphärischen Störungen, die einer Zugbahn Vb folgen, häufig betroffen (vgl. z. B. Mudelsee et al. 2004). Eine „mittlere“ Zugbahn Vb nimmt ihren Anfang über dem nördlichen Mittelmeerraum, zieht über den ostalpinen Raum Norditaliens, Sloweniens und Österreichs weiter in Richtung Tschechien und Polen, die Zyklonogenese endet häufig in Richtung Ladogasee. Somit decken die Angaben Weikinns, aus einem untersuchungsraumspezifischen Blickwinkel betrachtet, den nordöstlichen und südöstlichen Quadranten synoptisch relevanter Landmasse ab.

Die Kompilationen Weikinns enthalten 23.160 Einträge zur Klimageschichte Europas. Anlass für Weikinn, dieses umfassende Werk zu schaffen, war unter anderem seine persönliche Einschätzung über die mangelhafte Qualität der Ende des 19., Anfang des 20. Jh.s entstandenen Sammlungen von Naturereignissen. Weikinns Kritik richtete sich hauptsächlich auf die verwendeten Kompilationen unter Hinweis auf die möglicherweise entstandenen Verfälschungen aufgrund häufigen Umschreibens der Originalquellen. Diese Sichtweise entspricht der Kritik, die wiederum heute an die Weikinnsche Datensammlung gerichtet wird (vgl. Alexandre 1987, Glaser 2003c). Die hohen Ansprüche, die sich Weikinn selbst gesteckt hatte, wurden durch zahlreiche Kriegsverluste in Folge des Zweiten Weltkrieges merklich beschnitten (Börngen 2003). Trotzdem soll die hohe Qualität der Witterungsgeschichte Europas hervorgehoben werden. Eine Arbeit von Mudelsee et al. (2004) unterstreicht die Güte der Quellentexte. Dieser Vergleich wird im Rahmen dieser Arbeit als positive Stichprobe der Datenqualität verstanden, die sich zusätzlich anhand zeitlicher wie räumlicher Quervergleiche innerhalb der Projektdatenbank bestätigen lässt. In Abbildung 4.1 ist ein Handzettel von Weikinn im Original dargestellt.

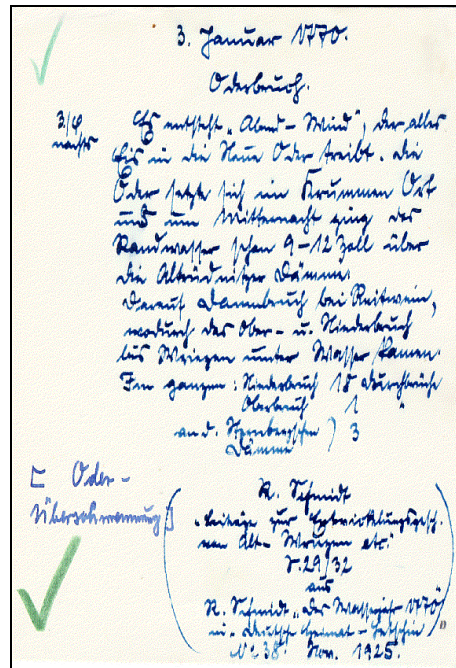


Abb. 4.1: Originalhandzettel Weikinn (Börngen & Tetzlaff 2000 – 2007)

Mudelsee et al. (2004) untersuchten die Qualität der Weikinnschen Daten anhand der Flüsse Elbe und Oder im Quervergleich mit der Klimadatenbank CLIMDAT (Miltzer 1998). Einem dreiskaligen Klassifikationssystem folgend (diesem System liegt ein Bewertungsschlüssel basierend auf Schadensberichten zugrunde), wurden die Einträge Weikins denen von Miltzer gegenübergestellt. Bei den schadensstärksten Ereignissen, HW3, konnte eine 100%ige Übereinstimmung verzeichnet werden. Für die HW2 lässt sich immer noch eine gute Übereinstimmung vorweisen. Für die HW1 lässt sich nur eine begrenzte Übereinstimmung aufzeigen. Diese abnehmende Übereinstimmung bei abnehmender Schadensamplitude stellt aber keinen zwangsläufigen Widerspruch an der Qualität der Quellentexte Weikins dar. Dazu Mudelsee et al. (2004):

*„In the case of class 1 or class 2 floods, we note that it is not a priori clear whether C. Weikinn's compilation or CLIMDAT is closer to the truth.“*

In Tabelle 4.1 ist die Gegenüberstellung der Daten Weikinn/CLIMDAT für Elbe und Oder aufgeführt. Für das Forschungsprojekt wurden ca. 4000 Einträge von Weikinn digitalisiert. Angaben mit direktem Bezug auf das BAV wurden zusätzlich examiniert und - so weit verfügbar - mit den bei Weikinn aufgeführten Quellen abgeglichen. Mit dieser Kontrollmaßnahme konnte einerseits bestätigt werden, mit welcher Akribie Weikinn zu Werke gegangen ist, andererseits konnte auch eine teilweise unverständliche Verfahrensweise aufgedeckt werden. Aus klimageographischer Sicht wurden zum Teil relevante Textpassagen außer Acht gelassen oder sie standen nicht zur Verfügung. Letztere Annahme ist aber zweifelhaft, die kontrollierten historischen Schriften wurden nach den Quellenangaben der Weikinnschen Kompilationen recherchiert. Die „unterschlagenen“ klima-

bzw. witterungsrelevanten Inhalte erschweren die Rekonstruktion historischer Wetterlagen. Zur Verdeutlichung dieser Problematik ein Beispiel aus „Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 3 (1601 – 1700) Band I (Weikinn 1961)“.

**Tab. 4.1:** Vergleich der Hochwasserchronologien von Elbe und Oder, basierend auf Quellentexten nach Weikinn und CLIMDAT für den Zeitabschnitt 1500 bis 1799 (verändert nach Mudelsee et al. 2004)

<b>Elbe</b>	<b>Einträge Weikinn</b>	<b>Einträge CLIMDAT</b>
<b>HW3</b>	12	12
<b>HW2</b>	43	31
<b>HW1</b>	140	55
HW, die nicht von Weikinn erhoben wurden.	3	

<b>Oder</b>	<b>Einträge Weikinn</b>	<b>Einträge CLIMDAT</b>
<b>HW3</b>	10	10
<b>HW2</b>	20	13
<b>HW1</b>	83	24
HW, die nicht von Weikinn erhoben wurden.	11	

Weikinn zitiert auf Seite 336 f. die Salzburgische Chronica, die im Auftrag von Franciscus Dückher von Haßlaw (1666) publiziert wurde. Diese Quellenangabe betrifft die Witterungsereignisse des August 1661. Der bei Weikinn aufgeführte Textausschnitt wird wortwörtlich wiedergegeben, Auslassungen sind durch drei Punkte gekennzeichnet. Das Zitat beginnt mit einer Auslassung und hier setzt der Kritikpunkt aus klimatologisch sinnoptischer Sicht an. Weikinn lässt bei seinem Zitat den ersten Teil des Satzes ersatzlos entfallen.

*„Dieses Anno 1661. Jahr / als den 8. Augst=Monats erstlich ein Regen / und am Gebuerg ein=tieffer Schnee biß auff den 14. desselben gefallen / und sich tägliche vermehrt / ...“*

Weikinn „unterschlägt“ sieben Tage Regen- und Schneefall, die sich in den hohen Lagen um Salzburg laut Quelle zu einer bedeutenden Höhe akkumuliert haben müssen. Das beschriebene Schadensausmaß und die Witterungsinformation, die Weikinn aufführt,

*„... / aber den 15. vnd 16. vndauffhörlich Tag und Nacht warm geregnt / ...“*

führen in einer Gesamtschau (inklusive der Zusatzinformation) zu der Annahme, dass dem beschriebenen Hochwasserereignis eine meridionale Witterungssituation zugrunde liegt. Auch das beschriebene Schadensausmaß lässt sich durch einen verstärkten Abfluss, der durch eine bedeutende Neuschneedecke in Kombination mit zweitägigem warmem Niederschlag auftrat, besser deuten. Neben der zeitlichen und räumlichen Komponente der Quellenangaben haben die deskriptiven Inhalte einen bedeutenden Anteil an der Rekonstruktion historischer Witterungslagen. Ein entscheidender Hinweis für die subjektive Interpretation einer Vb Wetterlage im August 1661 steckt in diesem unterschlagenen Satz, vgl. Kapitel 5.3.1

Generell resultiert aus der Feststellung nicht berücksichtigter Informationen eine kritische Fragestellung. In wie weit stellt das aufgeführte Beispiel eine Ausnahme dar oder müssen derartige Versäumnisse häufiger unterstellt werden? Im Rahmen der Datenerhebung für die IBT konnte abschließend festgestellt werden, dass das angeführte Beispiel keinen Einzelfall darstellt. In manchen Fällen neigt Weikinn zu sehr kurzen Zusammenfassungen, die mit einem starken Informationsverlust einhergehen. Dazu ein weiteres Beispiel aus der Stadt Freising.

Weikinn: „*Isar: Überschwemmung mit Schaden*“.

Die Vorlage zu dieser Hochwasserinformation, Meichelbeck's Geschichte der Stadt Freising (Baumgärtner 1854, S. 478), präzisiert die Ereignisse:

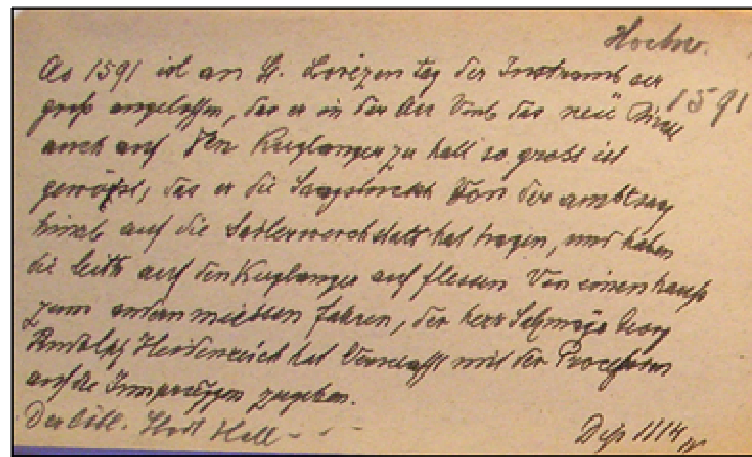
*"Bedeutenden Schaden für die Bewohner Freisings und der Umgebung richteten die Hochwasser der Isar im Sommer der Jahre 1833, 1840 und 1851 an, wobei jedesmal ein großer Theil der Heu- und Getreide Ernte zu Grunde ging, jedesmal die Isarbrücke so beschädigt wurde, daß sie gesperrt werden mußte, und jedesmal ein Menschenleben zu beklagen war."*

Besonders problematisch erscheint in diesem Zusammenhang, dass Weikinn Ereignisse teilweise vollständig unterschlägt und bei allen „Unterlassungen“ keine Systematik zu erkennen ist. Einzelne Ereignisse werden teilweise subjektiv aussortiert wie beispielsweise ein Eisstoß aus dem Jahre 1799, der die Stadt Plattling heimgesucht hat. Ein schadensträchtiges Hochwasserereignis in Plattling im Jahre 1807 findet hingegen, in stark zusammengefasster Form, Eingang in die Kompilation (vgl. Weikinn Band I, Teil 5 und 6 und Zacher 1948).

Trotz der beschriebenen (in Summe geringfügigen) Einschränkungen soll letztendlich die Leistung Weikins und die Güte der Datensammlung hervorgehoben werden, die durch Mudelsee et al. (2004) eine Bestätigung erfahren hat. Die digitalisierten Informationen der „Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850“, Band I, Teil 1 bis 6, wurden unter dem Aspekt des NCA in die IBT aufgenommen (vgl. Kapitel 4.1.3).

#### 4.1.1.2 Schorn: Unveröffentlichte Naturwissenschaftliche Regesten Tirols

Die unveröffentlichten Naturwissenschaftlichen Regesten Tirols (Schorn, † 1937) beinhalten einen großen Fundus endogener und exogener „Naturerscheinungen“. Dieses Archiv wird auch unter der Bezeichnung „Schornscher Handzettelnkasten“ geführt. Die Analogie zu der Arbeit von Weikinn liegt nahe, da Schorn ebenfalls Handzettel mit allen für ihn verfügbaren historischen Informationen angefertigt hat, die sich mit den exogenen und endogenen Prozessen, hauptsächlich für den Tiroler Raum, beschäftigen. Besondere Aufmerksamkeit hat Schorn den Hochwasserereignissen gewidmet, die quantitativ am stärksten in den über 6000 Handzetteln vertreten sind. Eine Beschreibung zu den Regesten findet sich bei Klebelsberg (1952). In Abbildung 4.2 ist ein Beispiel aus der Handzettelsammlung Schorn abgebildet.



**Abb. 4.2:** Originalhandzettel Schorn zu einem Hochwasserereignis im Jahr 1591 am Inn bei Hall i. T. (Photo Böhm 2008)

Aufgrund zeitlicher Restriktionen wurde auf eine vollständige „Übersetzung“ der in Sütterlin und altdeutscher Kurrentenschrift verfassten Handzettel verzichtet. Der Autor hat beispielsweise darauf verzichtet, die bei Schorn regelmäßig verzeichneten Ursprungsquellen seiner Informationen zu transkribieren. Das Schornsche Werk wurde handschriftlich mit wechselnden Schreibgeräten verfasst. Besonders die mit Bleistift beschrifteten Handzettel (bei meist von oben nach unten sich immer mehr verjüngender Schriftgröße) sind teilweise stark verwischt. Eine vollständige Transkription hätte einen nicht zu realisierenden Zeitaufwand dargestellt. Für das Forschungsprojekt konnten die relevanten Handzettel digital abgelichtet und archiviert werden.

Durch die Ergänzung relevanter Ereignisse aus der Sammlung Schorn, in Kombination mit dem räumlichen Fokus der Daten Weikinn, konnte die IBT um eine südliche Komponente erweitert werden. Zusammen können diese beiden Datenquellen, bei entsprechender Datenlage, eine mittlere Zyklonenzugbahn Vb von der Alpensüdseite bis über die (deutsche) Mittelgebirgsschwelle und weiter abdecken. Die Auswertung der Kompilationen von Weikinn und Schorn (und wei-

teren Quellen, siehe unten) resultieren in einer für die Rekonstruktion historischer Wetterlagen notwendigen Datenfülle. Diese umfangreiche projektinterne Datensammlung, die räumlich weit über das Untersuchungsgebiet BAV hinaus reicht, hat zu einem Konzept beigetragen das unter der Bezeichnung „Non critical Approach“ (NCA) in Kapitel 4.1.3 vorgestellt wird.

#### **4.1.1.3 Weitere Datenquellen**

##### **Von den Überschwemmungen (Sonklar 1883)**

Dieser Publikation ging ein katastrophales Hochwasserjahr voraus, das in großen Teilen Mitteleuropas seine Spuren hinterlassen hatte. Dabei wurden der Ostalpenraum und speziell Tirol besonders stark in Mitleidenschaft gezogen. Anlässlich des Leidens und der Zerstörungen hat sich Sonklar der Thematik Hochwasser vielseitig gewidmet. Neben ingenieurstechnischen Vorschlägen und Berechnungen zur Verbesserung der Hochwassersituation erstellte der K. und K. Generalmajor eine ausführliche Kompilation historischer Hochwasserereignisse, deren Schwerpunkt hauptsächlich auf dem historischen Tirol liegt, aber auch angrenzende Gebiete mit bedachte. Sämtliche Angaben sind mit Quellenangaben belegt, die sich aus primären wie sekundären Quellen rekrutieren.

##### **Le Climat au Europe au Moyen age (Alexandré 1987)**

Alexandré (1987) führt in „Le Climat au Europe au Moyen age“ historische Quellentexte mit klimarelevanten Inhalten für das westliche Europa auf. Der Untersuchungszeitraum ist auf die Jahre 1000 bis 1425 n. Chr. begrenzt. Diese Text- und Zitatensammlung zählt mit zu den Standardwerken historischer Kompilationen und wurde ebenfalls mit einem für das Untersuchungsgebiet spezifischen Blickwinkel ausgewertet.

#### **Verifizierte Datenbanken**

In die IBT wurden thematisch relevante Quellentexte der HISKLID und der CLIMDAT integriert. Beide Datenbanken sind als verifiziert anerkannt.

#### **HISKLID**

HISKLID ist die Abkürzung für „Historische Klimadatenbank“. Die HIKLID stellt kein abgeschlossenes Projekt dar, sie unterliegt regelmäßiger Aktualisierung. Die Aufzeichnungen beginnen mit dem Jahr 800 und beinhalten Klimainformationen zu Witterungsparametern wie Temperatur und Niederschlag, um nur die wichtigsten Kenngrößen anzusprechen. Die Quellenhinweise der HISKILD,



Aufbau und Struktur sind unter der Adresse <http://www.hisklid.de> (2011) ausführlich dargestellt. Analysen und Erkenntnisse zur Klimarekonstruktion Mitteleuropas, auf Basis der Quellentexte der HISKLID, liegen in Form der Monographie „Klimageschichte Mitteleuropas“ vor (Glaser 2008). Im Rahmen einer Kooperation mit Prof. Glaser (Universität Freiburg) wurde der vorliegenden Studie ein umfangreicher Zugriff auf die Klimadatenbank HISKLID ermöglicht. Zur Gewährleistung der Vergleichbarkeit der im Rahmen der vorliegenden Arbeit eigenständig erhobenen Daten orientiert sich deren Organisation an den Prinzipien und Kodierungen und der HISKLID.

## **CLIMDAT**

Die CLIMDAT ist bereits zu großen Teilen in die HISKLID integriert worden. Um die Anstrengungen von Militzer (1998) zu würdigen, soll diese Datenbank ebenfalls kurz vorgestellt werden. Die Datenbank CLIMDAT ist unter der Web-Adresse <http://mitglied.multimania.de/mili04/> (2009) abrufbar. Der räumliche Schwerpunkt dieser Studie liegt auf Sachsen, Mitteldeutschland und angrenzenden Gebieten. Der zeitliche Rahmen der CLIMDAT ist zwischen 1500 bis 1800 angesiedelt. Thematisch beschäftigt sich diese Studie mit klimatischen Aspekten und deren Auswirkungen auf die (historische) Gesellschaft.

## **Naturchronik Tirols (Fliri 1998)**

Mit den Daten der Naturchronik Tirols erfährt die IBT eine weitere Ergänzung. Die Angaben Fliris komplettieren den synoptisch relevanten Raum weiter in südlicher Richtung, die Alpensüdseite mit eingeschlossen. Räumlich orientiert sich diese Datensammlung hauptsächlich an den historischen Grenzen Tirols. Die Angaben Fliris müssen jedoch kritisch betrachtet werden und lassen sich ausschließlich unter den Aspekten des NCA anwenden (vgl. Kapitel 4.1.3). Pfister (1999) beschreibt diese Datensammlung bereits als „etwas chaotisch aufgebaut“.

Einleitend beschreibt Fliri (1998) die Quellen der aufgenommenen Daten, verzichtet aber darauf, die Einträge mit der dazugehörigen Quelle zu belegen. Somit ist innerhalb der Chronik keine Bezugnahme zu den Verfassern möglich. Es muss auch ein hoher Verlust an deskriptiver Information unterstellt und angenommen werden, da ausschließlich stark verkürzte Zusammenfassungen der Ereignisse wiedergegeben werden, die durch Kodierungen ergänzt werden. Nach Fliri (1998) wurde die Sammlung Schorn in die Naturchronik von Tirol aufgenommen. Dieser Angabe kann aber nur unter Einschränkung zugestimmt werden. Die eigenen Recherchen zeigen, dass Fliri nicht den gesamten Inhalt der Schornschen Sammlung übernommen hat. Eine große Anzahl historischer Hochwasserereignisse und deren Begleitumstände, die Eingang in die IBT gefunden haben, wurden im Rahmen der Naturchronik Tirols nicht bedacht. Trotz der beschriebenen Restriktionen wurden diese Daten aufgenommen. Unter den Aspekten des

NCA (vgl. dort) wiegt der zeitliche und räumliche Informationsgewinn stärker als eine nicht klar nachvollziehbare Datenlage.

#### 4.1.2 Die Daten der frühen und modernen Instrumentenperiode (EIP/MIP)

Das Bayerische Finanzministerium erließ am 19. Mai 1821 eine allgemeine Anordnung zum Aufbau eines systematischen Pegelnetzes an allen schiff- und floßbaren Flüssen in Bayern. Damit war der Grundstein für die regelmäßige Beobachtung des Wasserstandes gelegt. Der Wasserstand wurde einmal täglich abgelesen, während Hochwasserereignissen erfolgten vereinzelt Zwischenbeobachtungen. Bis zum Jahre 1871 wurden die Wasserstände in bayerischen Schuh, Zoll und Linien angegeben (LfU Bayern 2009). Im Jahre 1872 erfolgte eine bayernweite einheitliche Umstellung auf das metrische System.

Bis dato wurden nur die außerordentlichen Hochwasserereignisse schriftlich festgehalten. Die Homogenität der chronikalen Aufzeichnungen nimmt zwar stetig zu und um die Wende zum 19. Jh. etablierten sich die ersten historischen Printmedien. Mit Beginn instrumentaler Messungen verbessert sich die Datenlage aus hydrologischer Sicht erheblich. Für die (großen) nordalpinen Donautributäre beginnen die amtlichen Erhebungen um das Jahr 1826. Im Rahmen dieser Studie konnten für wenigstens eine Pegelmessstation je Fließgewässer Pegelwerte erhoben werden. Nahezu durchgehende Zeitreihen (1826 bis 2008) konnten für die Pegelstationen Kempten (Iller), Augsburg und Landsberg (beide Lech), Augsburg/Ettringen (Wertach), Landshut und Mittenwald (Isar), Wasserburg (Inn) und Burghausen (Salzach) erstellt werden.



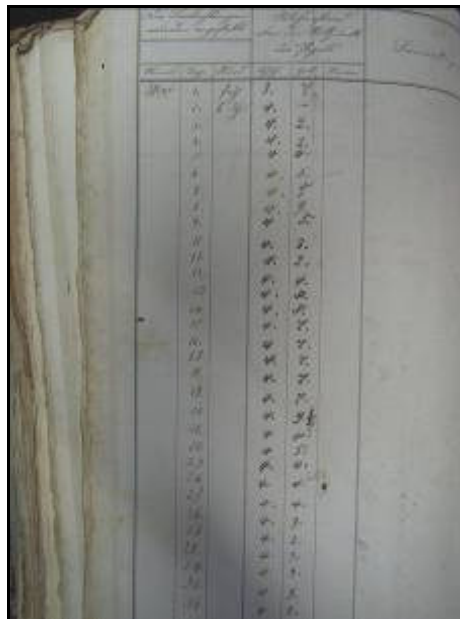
**Abb. 4.3:** Lattenpegel-Messstelle Landshut-Birket/Isar am 10.05.1915 (Glasplattenbild, Archiv LfU München)

In Abbildung 4.3 ist der Lattenpegel der Messstation Landshut-Birket (Isar) aus dem Jahre 1915 abgelichtet. Generell wurden zu dieser Zeit bereits Schreibpegel eingesetzt, Lattenpegel haben aber bis heute überdauert. Dies liegt an ihrer Robustheit gegenüber Umwelteinflüssen und an einer nahezu wartungsfreien Technik.

### Allgemeines zur Datenerhebung EIP/MIP

Nach Jacobeit et al. (1998) wurde die frühe Instrumenten Periode (EIP = Early Instrumental Period) für die Jahre 1780 – 1860 definiert und erstmals für die klimatischen Kenngrößen Temperatur, Niederschlag, Luftdruck, Windstärke und Winddruck beschrieben. Die EIP lässt sich auch für die ersten amtlichen Pegelmessungen entlang der nordalpinen Donautributäre adaptieren und wird bis zur Jahrhundertwende 19./20.Jh. definiert.

Die im Rahmen der Studie erhobenen Pegeldata wurden nach ihren Monatsmaxima ausgewertet. Sämtliche vorhandenen Tabellenblätter wurden digitalisiert und nach der Auswertung in Form differenzierter Hochwasserklassen in die IBT aufgenommen.



**Abb. 4.4:** Tabellenblatt Wasserstand am Lechpegel Lechhauser Brücke, Mai 1851. (Akt 1186: Pegel zu Lechhausen I. Band 16. Februar 1852 – 31. Dez. 1871, Photo Böhm 2008)

Eine Vielzahl von Pegelmessstellen fand keinen Eingang in die vorliegenden Analysen. Kriterium für die Anwendung von Zeitreihen war eine maximale Länge der Zeitreihe. Etliche erhobene Pegelstellen wurden erst ab Ende des 19. Jh.s errichtet. Der Übergang zwischen EIP und MIP wird zur Jahrhundertwende (19./20. Jh.) vollzogen. Von Seiten des LfU (Landesamt für Umwelt, ehemals

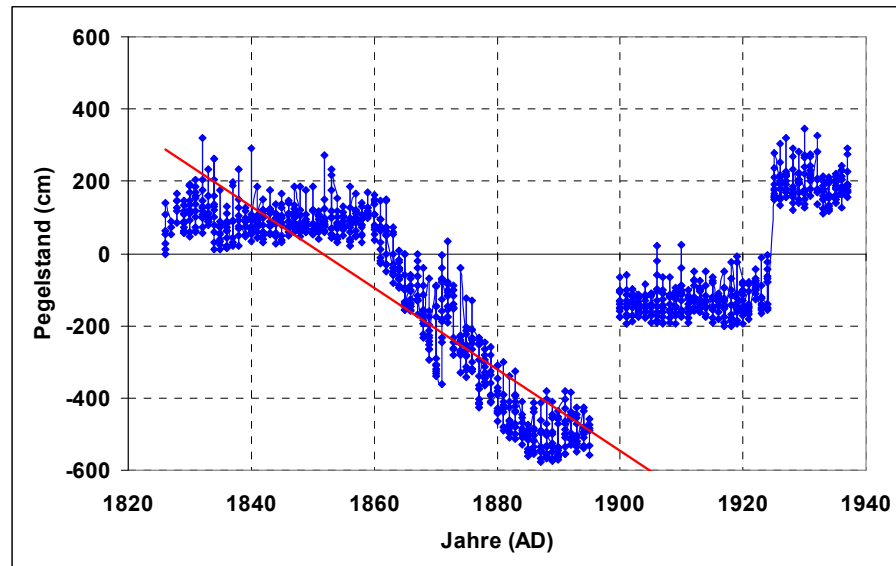
Landesamt für Wasserwirtschaft) wurden zusätzlich Abflussdaten ab 1900 zur Verfügung gestellt, dementsprechend wird der Beginn der modernen Instrumenten-Periode (MIP) mit dem Beginn des 20. Jh.s gleichgesetzt. Die Abflüsse wurden methodisch analog den Wasserstandsdaten klassifiziert (vgl. Kapitel 4.2.2), eine Hochpassfilterung entfällt. Alle verwendeten Zeitreihen der EIP wurden mit Daten der MIP ergänzt. Dafür wurden von Seiten des LfU München und des WWA Donauwörth weitere unterschiedliche Datengrundlagen zur Verfügung gestellt. In Abbildung 4.4 ist ein Beispiel für die historischen (Original-) Tabellenblätter gegeben.

Die Einordnung der ersten amtlichen Pegelangaben in die Hochwasserchronologien gestaltet sich trotz einer vermeintlich verbesserten Datenlage teilweise diffizil. Es fand, mehr oder weniger zeitgleich, eine Überlagerung multipler Trends statt. Die Übergangsphase zwischen der „Kleinen Eiszeit“ und dem „Klimaoptimum der Moderne“ (~ 1820 – 1880) war geprägt von enormer Hochwasseraktivität und zeitgleichen anthropogenen Eingriffen in die Flusssysteme. Diese Entwicklungen müssen im Einzelfall differenziert betrachtet werden. Auslöser für die nachhaltigen Veränderungen der geomorphologischen Strukturen waren und sind bis heute die mannigfaltigen anthropogenen Eingriffe in die Flusssysteme. Diese massiven Korrektionsmaßnahmen beginnen wenige Jahre nach der Installation des bayernweiten amtlichen Messnetzes. Generell unterlagen die erhobenen Pegelstellen im Lauf der Zeit Veränderungen (wie Pegelnullpunktversetzung oder gänzliche Pegelversetzungen) aufgrund von Baumaßnahmen. Die Übergänge von alten zu neuen Pegelstellen wurden soweit möglich anhand von Überlappungszeiträumen homogenisiert und mittels Hochpassfilter trendbereinigt. Pegelnullpunktänderungen wurden analog der Tiefenerosion mittels Hochpassfilter homogenisiert.

### **Sohleintiefung**

Leitmotiv der anthropogenen Eingriffe in die Flusssysteme war der Hochwasserschutz, der als Synergieeffekt gleichzeitig dem Bedarf an zusätzlicher landwirtschaftlicher Nutzfläche und dem Bau wie der Sicherung von Infrastruktur entgegen kam. Die augenscheinlich auffälligsten Maßnahmen waren die teilweise enormen Verkürzungen der Fließstrecken. Unzählige Mäander wurden gekappt und ehemals breite, wild verzweigte Flussbetten in enge Korsetts gezwängt. Die physikalische und geomorphologische Konsequenz daraus war eine Erhöhung der Fließgeschwindigkeit, die mit einer zum Teil bis heute nicht gestoppten Tiefenerosion einhergeht. Der ersten Phase der Sohleintiefung musste bereits nach wenigen Jahren mittels Querbauten (Wehre, Sohlrampen etc.) entgegengetreten werden. Dadurch wurde eine Vielzahl künstlicher Erosionsbasen geschaffen. Diese mehrfach künstlich veränderten Erosionsbasen führten zu ausräumenden Vorgängen an den oberen Enden und zu Ablagerungsprozessen an den unteren Enden der jeweiligen Korrektionsstrecken. Dieser Prozess wird innerhalb des Untersuchungsgebietes je nach den geologischen Voraussetzungen intensiviert

oder abgeschwächt. Ursprünglich führte, hauptsächlich im Bereich der Unterläufe, eine natürliche nachlassende Schleppkraft zur Akkumulation alluvialer Schotterdecken, die die Basis der unteren Flussläufe nach Ende der letzten Eiszeit bilden. An allen Projektflüssen können anthropogen initiierte Eintiefungsvorgänge beschrieben werden, die teilweise bis an die Sande der oberen Süßwassermolasse (auch Flinz genannt) reichen.



**Abb. 4.5:** Pegelmessstelle Ettringen/Wertach, Monatsmaxima nach Lattenpegelangaben (in cm), Zeitreihe 1826 – 1937

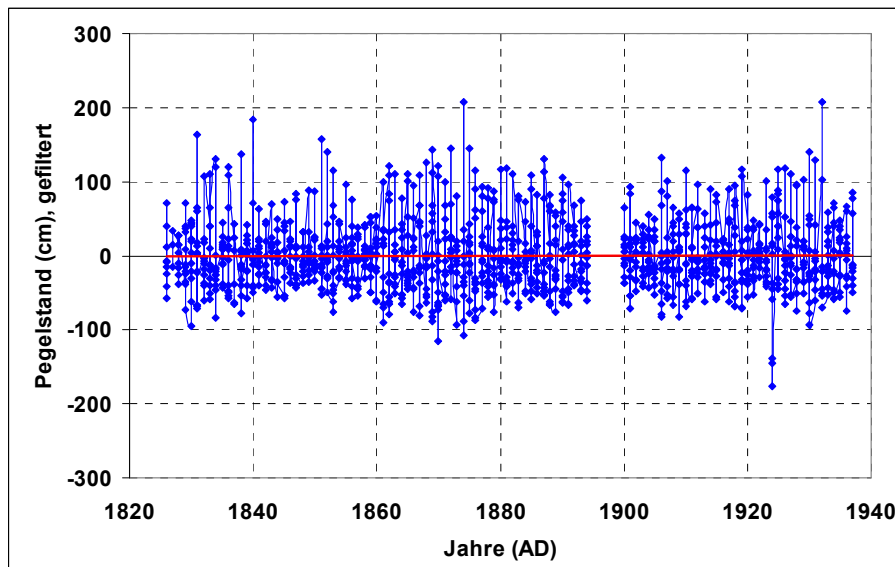
Anhand der Wertach bei Ettringen sollen die methodischen Probleme der Korrektur historischer Messdaten aufgezeigt werden. In Abbildung 4.5 ist die indirekte Sohleintiefung, abgeleitet anhand erhobener Monatsmaxima, für die Pegelstelle Ettringen dargestellt. Aus dieser Graphik lassen sich mehrere flussmorphologische sowie messtechnische Entwicklungsstufen ableiten. Anhand des Kurvenverlaufs zwischen den Jahren 1826 und 1894 kann eine extreme Sohleintiefung belegt werden. Innerhalb von 30 Jahren findet ein Eintiefungsprozess von über 6 m statt. Dem Kurvenverlauf kann auch der Beginn der anthropogenen Eingriffe entnommen werden. Die Korrekturmaßnahmen beginnen um das Jahr 1860, ein Datum, das sich anhand behördlicher Aufzeichnungen bestätigen lässt. Zwischen den Jahren 1895 und 1899 fehlen die Pegelaufzeichnungen. Die darauf folgenden abrupten Niveauwechsel, um 1900 und 1925, stellen Artefakte dar. Der jeweils veränderte Pegelnulldpunkt bzw. die generell veränderte Lage der Messstellen sind in wasserbaulichen Maßnahmen begründet. In den Jahren nach 1920 wurde beispielsweise das Ettringer Wehr versetzt.

Die Sohleintiefung, die sich für alle Projektflüsse wenigstens im Bereich der Mittel- und Unterläufe beschreiben lässt, erschwert den quantitativen Vergleich der Hochwasserereignisse innerhalb der Zeitreihen. Um eine Vergleichbarkeit zu erreichen, wurde der Sohleintiefung methodisch mittels Hochpassfilterung be-

gegnet. Dazu wurden die Pegelwerte der Monatsmaxima über ein gleitendes Fenster hochpassgefiltert. Über gleitende Fenster wird der ebenfalls gleitende Mittelwert von den original Variablen subtrahiert. Der Mittelwert generiert sich jeweils aus 11 Fällen.

$$\sum_{k=-m}^{+m} wk = 0 \quad (1)$$

Abbildung 4.6 beschreibt die analoge Zeitreihe für den Pegel Ettringen auf Basis hochpassgefilterter Werte.



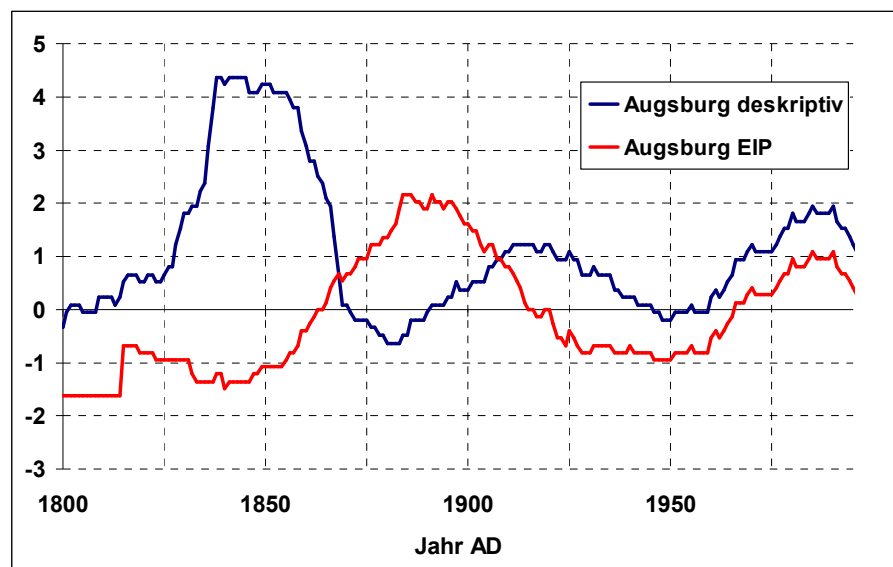
**Abb. 4.6:** Pegelmessstelle Ettringen/Wertach, Monatsmaxima hochpassgefilterter Lattenpegelangaben (in cm), Zeitreihe 1826 – 1937

Die Anwendung des Hochpassfilters findet unter der Annahme statt, dass geomorphologische Eintiefungsprozesse keiner gleichmäßigen Eintiefungsrate folgen, sondern in starkem Maße von der Hochwassertätigkeit gesteuert werden. Durch die Hochpassfilterung werden die unterschiedlichen linearen Trends der einzelnen Messphasen am Pegel Ettringen gleichgeschaltet und die Werte lassen sich trendbereinigt miteinander vergleichen und in Beziehung setzen. Die Übergänge zwischen einzelnen Phasen sind dabei noch zu beachten und gegebenenfalls zu eliminieren. Ein Beispiel dafür ist der Übergang von Messphase 2 (1900 – 1924) zu Messphase 3 (ab 1925), die in Abbildung 4.6 durch einen (negativen) Ausreißer Ende 1924 auffällt. Die Klassifizierung der Hochwasser ist in Kapitel 4.2.2 beschrieben.

### Inhomogenität zwischen parallel erhobenen Daten der deskriptiven Phase und der EIP

Für den Lechpegel bei Augsburg konnten starke Widersprüche zwischen den Zeitreihen der deskriptiven Phase und der EIP aufgedeckt werden. Die Datengrundlage der deskriptiven Angaben bilden historische Printmedien der Stadt Augsburg. Die Tageszeitungen „Augsburger Tagblatt“ und „Augsburger Postzeitung“ korrespondierten zeitnah über lokale und regionale Ereignisse. Die Daten der EIP wurden mit einem Hochpassfilter homogenisiert. Innerhalb der untersuchten Flüsse des BAV konnten keine weiteren auffälligen Abweichungen festgestellt werden.

Anhand dieses Beispiels sollen mögliche Auswirkungen von Artefakten auf historische Messreihen dokumentiert werden. In Abbildung 4.7 ist die Hochwasserfrequenz für den außeralpinen Lech anhand der widersprüchlichen Datensätze dargestellt. Der blau gefärbte Kurvenverlauf gibt die Hochwasserentwicklung nach ausschließlich deskriptiven Informationen wider, die bis einschließlich 1939 erhoben wurden. Der Kurvenverlauf der EIP Daten für Augsburg (grüne Kurve) zeigt die Entwicklung der homogenisierten Lattenpegelmessungen ab 1826.



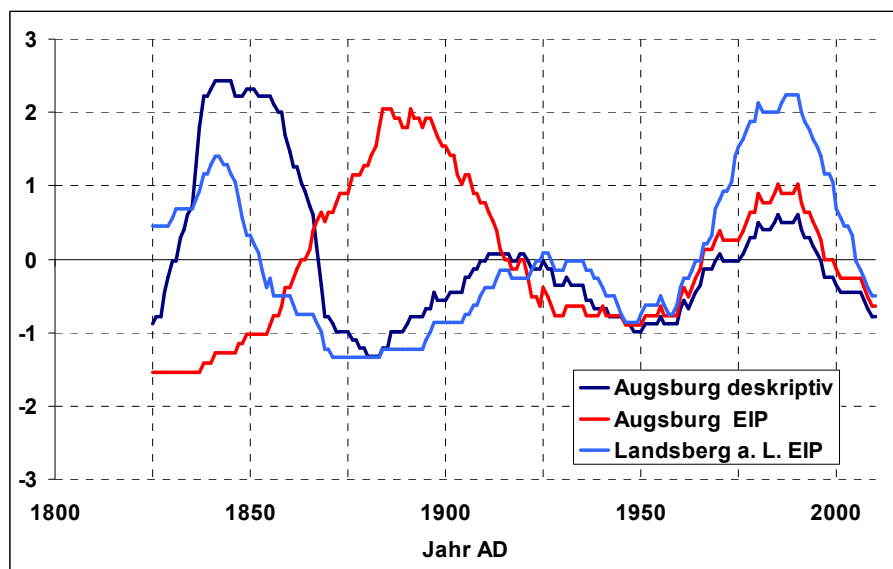
**Abb. 4.7:** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit Lech/Augsburg nach unterschiedlichen Datengrundlagen 1800 – 1995. Blaue Kurve: deskriptive Daten; rote Kurve: EIP/MIP Daten

Durch die Gegenüberstellung der parallel erhobenen Datensätze kommen deutliche Unstimmigkeiten zu Tage. Diese Inhomogenität muss in Zusammenhang mit den anthropogenen Eingriffen in das Flusssystem und den damit ausgelösten Akkumulations- und Erosionsprozessen betrachtet werden. Eine Erklärung ist in den einsetzenden Verlagerungs- und Umlagerungsprozessen zu suchen. An mehreren Flussabschnitten zwischen den am Unterlauf gelegenen Städten Landsberg und Augsburg beginnen nahezu zeitgleich Korrektionsmaßnahmen, die zu einer



enorm gestörten Geschiebeführung beitragen. Eine Begleiterscheinung dieser geomorphologischen Prozesse kann sich in einem gestörten Messwesen niedergeschlagen haben. Die um 1850 einsetzenden flussbaulichen Maßnahmen und die darauffolgenden flussmorphologischen sukzessiven Eintiefungsprozesse legen nahe, dass die Angaben der deskriptiven Quellen die reellen Gegebenheiten widerspiegeln. Den historischen Printmedien entnommenen Hochwasserereignissen liegen ausführliche Beschreibungen zugrunde. Die Verzerrung, die sich innerhalb der instrumentellen Daten widerspiegelt, wird auf Artefakte zurückgeführt. Die hochpassgefilterten Angaben der Pegelmessstelle Lech/Augsburg müssen starken, die realen Hochwasserbedingungen verfälschenden Prozessen unterlegen haben. Es ist nicht auszuschließen, dass die deskriptiv festgehaltenen Überschwemmungen durch vorübergehende partielle Akkumulationen ausgelöst wurden. Doch orientiert an der vorinstrumentellen Phase basieren diese Angaben auf klassifizierbaren Schadensbildern.

Um die Annahme zu untermauern, dass die Daten der EIP in Augsburg Artefakten unterliegen, wurde eine weitere Pegelmessstelle mit einbezogen. Der nächste, flussaufwärts gelegene historisch bedeutsame Pegel befindet sich in Landsberg. In Abbildung 4.8 sind drei Zeitreihen für einen Zeitraum ab 1820 gegenübergestellt.



**Abb. 4.8:** Vergleich der standardisierten 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenzen für die Datensätze: Augsburg deskriptiv bis 1939 (dunkelblaue)Kurve, Augsburg EIP/MIP ab 1826 (rote Kurve) und Landsberg EIP/MIP ab 1826 (hellblaue Kurve)

Neben den Zeitreihen „Augsburg deskriptiv“ und „Augsburg EIP/MIP“ wurde die Graphik um die Zeitreihe „Landsberg EIP/MIP“ erweitert. Die Angaben des Pegels Landsberg wurden ab 1826 ausschließlich anhand instrumenteller EIP und MIP Daten erstellt. Die Übereinstimmung mit den deskriptiven Daten aus Augsburg kann als zufriedenstellend bezeichnet werden und entspricht sich unter Berücksichtigung kleinerer Inhomogenitäten. Die rote Kurve (Augsburg EIP/MIP)



steht dazu in deutlichem Gegensatz. Aufgrund der räumlichen Nähe der beiden Städte (Augsburg liegt bei Flusskilometer 50, Landsberg bei Flusskilometer 85) werden annähernd analoge (stationäre) Abflussverhältnisse angenommen.

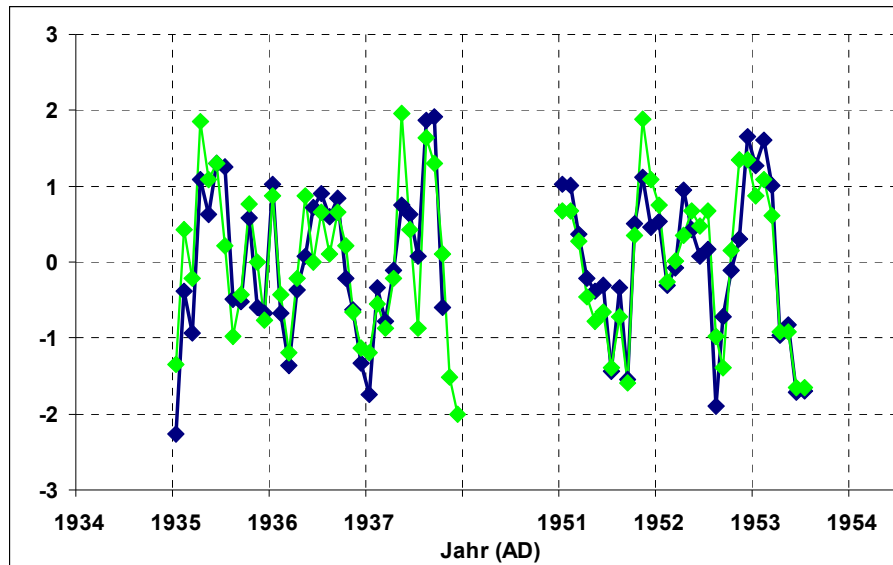
### Mehrere Messpunkte, eine Zeitreihe?

Entsprechend den vielfältigen Eingriffen und den damit verbundenen geomorphologischen Veränderungen unterlagen auch Pegelmessstellen häufigen Änderungen. Neben Veränderungen der Pegelnullpunkte aufgrund der Tiefenerosion kam es zu räumlichen Versetzungen und der Auflassung von Pegelstellen. Dadurch unterliegt die Kontinuität der Aufzeichnung im Sinne homogener Zeitreihen weiteren Einschränkungen. Für den Lech innerhalb des Stadtgebietes Augsburg konnte beispielsweise kein durchgehender Pegel an einer Messstelle recherchiert werden. Die Situation in Augsburg wird nochmals erschwert, da zwischen den Flussabschnitten ober- und unterhalb der Wertachmündung differenziert werden muss. In Tabelle 4.2 sind, in chronologischer Folge, die im Rahmen des Forschungsprojekts erhobenen und zur Verfügung gestellten Pegelaufzeichnungen aufgelistet.

**Tab. 4.2:** Chronologie der Datenerhebung an den verschiedenen Augsburger Lechpegeln

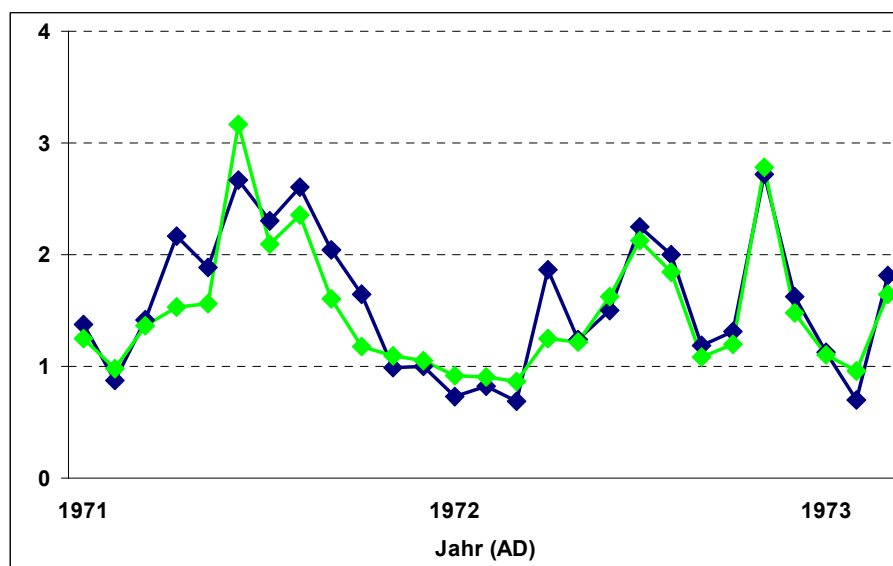
Pegel	Zeitreihe	Zeitliche Auflösung
Lech/Augsburg Lechhausen	1826 – 1937	monatliches Maximum
Lech/Augsburg Hochablass	1903 – 1973	monatliches Maximum
Lech/Augsburg Lechhausen	1951 – 1973	monatliches Maximum
Lech/Augsburg u. d. Wertachmündung	1959 – 2007	täglich
Lech/Augsburg u. d. Wertachmündung	1971 – 2006	monatliches Maximum

Auf die Daten der EIP bzw. MIP wurde aufgrund der vorab beschriebenen Inhomogenität erst ab 1940 zugegriffen. Für die Gewährleistung einer durchgehenden Zeitreihe der Stadt Augsburg muss ab 1940 auf die Angaben von drei unterschiedlichen Pegelmessstellen zurückgegriffen werden. Das sind die Pegel Augsburg/Hochablass, Augsburg/Lechhausen und Augsburg unterhalb der Wertachmündung. Die beiden zuerst genannten Pegel liegen oberhalb der Wertacheinmündung. Trotz der unterschiedlichen Pegelmessstellen konnten durchgehende Zeitreihen erstellt werden, da für alle Pegel zeitliche Überlappungsräume bestehen. Die Gegenüberstellung der standardisierten Monatsmaxima zeigt dabei eine hohe Übereinstimmung zwischen den Pegelwerten. In Abbildung 4.9 ist der Überlappungsbereich für die Jahre 1935 – 1937 und 1951 – 1953 dargestellt.



**Abb. 4.9:** Überlappungszeiträume 1935 – 1937 und 1951 – 1953 der standardisierten Monatsmaxima „Wasserstand“ (grüne Kurve: Pegel Augsburg Lechhausen, blaue Kurve: Pegel Augsburg Hochablass)

Die standardisierten Wertepaare weisen einen Korrelationskoeffizienten nach Pearson von 0,87 auf. Daraus folgt, dass die insgesamt sechs Überschneidungsjahre statistisch hochsignifikant miteinander korrelieren. Diese hoch korrelierende Beziehung trifft auch für den Vergleich zwischen dem unterhalb der Wertachmündung gelegenen Pegel (Augsburg u. d. Wertachmündung) mit dem Pegel Augsburg Lechhausen (oberhalb der Wertachmündung) trotz des zusätzlichen Wertachabflusses zu (vgl. Abb. 4.10).



**Abb. 4.10:** Überlappungszeitraum 1971 – 1973 nach standardisierten Pegelmesswerten (grüne Kurve: Pegel Augsburg Lechhausen, blaue Kurve: Pegel Augsburg u. d. Wertachmündung)

Alle Pegelmessstellen reagieren aufgrund ihrer räumlichen Nähe zueinander in ihrem Wasserstandsverhalten nahezu gleichgerichtet. Auf Basis dieser hohen Korrelation wurden die unterschiedlichen Messreihen ab 1940 zu einer Zeitreihe zusammengefasst. Auf Basis dieser Modifikation konnte für die Stadt Augsburg eine durchgehende (31-jährig gleitende) Hochwasserfrequenz von Anfang des 14. Jh.s bis heute (2008) erstellt werden.

#### **4.1.3 Methoden zur Verifizierung der Daten (Quellenkritik)**

Die Datengrundlage der vorliegenden Studie generiert sich zu großen Teilen aus überlieferten deskriptiven Aufzeichnungen, deren Inhalte hydrologisch auffällige Abflussereignisse sind. Die Beweggründe für deren Niederschrift können unterschiedlicher Motivation entsprungen sein, die in naturwissenschaftlicher, sittlicher oder religiöser Natur zu suchen sind (vgl. z. B. Pfister 1999, Rohr 2008). Der gemeinsame Nenner der projektrelevanten Aufzeichnungen sind Beschreibungen von Hochwasserereignissen und dadurch entstandene Schäden. Diese Schäden mussten von den betroffenen Gemeinschaften bewältigt werden. Dem Transfer dieser Informationen durch die Zeit wird unterstellt, dass er unabhängig von der originären Motivation der Niederschrift ist. Diese Annahme bedarf einer eingehenden Analyse.

Eine klassische Quellenkritik will grundsätzlich den objektivierbaren (klimatischen) Wahrheitsgehalt schriftlicher Überlieferungen aus historischer Zeit klären. Dabei müssen mögliche subjektive Interpretationen der Chronisten (dazu zählen auch chronikale Fehler und Manipulationen) hinterfragt werden. Diese Hinterfragung ist notwendig, um quantifizierbare klimatische Kenngrößen aus historischen Quellenangaben ableiten und in Bezug zu modernen Instrumentenmessreihen setzen zu können. Glaser (2008) beschreibt ein quellenkritisches Ablaufschema zur historischen Quantifizierung und Barriendos (2003) hebt generell die Bedeutung originärer Quellen hervor, die mittels Quervergleichen zur Gewährleistung einer hohen Datenqualität beitragen können. Inhalt der vorliegenden Studie sind ausschließlich Hochwasserereignisse, die eine besondere Form klimatisch indirekter Kenngrößen darstellen. Diese Sonderstellung spiegelt sich auch in den historischen Aufzeichnungen wider. Den Hochwasserereignissen der Vergangenheit wohnte ein verhältnismäßig plötzliches Moment inne. Ihre schadhaften Auswirkungen haben sich nachhaltig im kollektiven Gedächtnis betroffener Anrainer manifestiert. Aufgrund der unterstellten Sonderstellung im Kanon historischer Berichterstattung wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit ein neu formulierter Ansatz der Quellenbeurteilung erarbeitet.

#### **Kritik an einer absoluten Quellenkritik**

Die folgende Diskussion soll als Hinweis auf ein restriktives Problem der klassischen Quellenkritik verweisen und nicht als Fundamentalkritik an einem allge-

mein bewährten Verfahren verstanden werden. Die Problematik einer (geforderten) Quellenkritik wird bei differenzierter Analyse der angewendeten Daten offensichtlich. Die IBT basiert auf zum Teil nichtverifizierten Daten, die sekundären Quellen entnommen wurden. Dazu zählen beispielsweise spezifische Inhalte der Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas (Weikinn 1958 – 1963) oder der Naturchronik von Tirol (Fliri 1998). Diese Daten wurden aus unterschiedlichen Gründen keiner klassischen Quellenkritik unterzogen (siehe dazu Non Critical Approach, unten). Zur Klärung einer grundsätzlichen Frage werden ausgewählte Elemente der HISKLID in diese Diskussion mit einbezogen. Der Autor der vorliegenden Studie durfte in Ausschnitten an der HISKLID partizipieren. Eine eingehende Analyse der HISKLID hat Einträge zu Tage gefördert, die eine grundlegende Frage an die Quellenkritik mit sich bringen:

*In wie weit können Daten als verifiziert betrachtet werden und somit, in statistischem Sinne, angewendet werden?*

Innerhalb der HISKLID finden sich (analog zu den erhobenen Daten der IBT) Angaben, die sich auf anonyme Quellen beziehen. Folgt man einer strengen Quellenkritik, müsste man auf den Informationsgehalt dieser Quellen verzichten, da die Anwendung anonymer Quellen in letzter Konsequenz eine Abkehr der geforderten Vorgaben darstellt und somit anfechtbar ist. Ein Nachweis auf den originären Zeitzeugen bzw. den originären Verfasser dieser Quellen fehlt und somit ist die Integrität des Chronisten nicht mehr nachvollziehbar. Anhand anonymer Schriften<sup>29</sup> zeigt sich eine limitierende Schwierigkeit auf, die eine absolute Quellenkritik mit sich bringen würde. Durch eine absolut ausgelegte Restriktion besteht die Gefahr von Informationsverlust. Diese Restriktion lässt sich generell auch auf das Fehlen von originären Angaben ausweiten.

Diese grundsätzliche Fragestellung war Ausgangspunkt für ein Verfahren, das im Folgenden als „Non Critical Approach (NCA)“ vorgestellt wird. Die zugrundeliegenden Daten unterscheiden sich von den Inhalten „allgemeiner“ Klimadatenbanken, deren Schwerpunkt in der Regel auf der Gesamtheit klimatischer Kenngrößen liegt. Aus diesem Blickwinkel gewinnt der NCA an Gewichtung und wendet ein projektbezogenes realistisches Vorgehen für eine spezifische Fragestellung an. Der NCA trägt dazu bei, den Informationsgewinn zu erhöhen und mögliche Informationsverluste und das Ausdünnen relevanter Informationen zu minimieren.

### **Non Critical Approach (NCA)**

Der NCA stellt ein Werkzeug dar, durch das quellenkritisch nicht verifizierte Daten eine begründete Anwendung finden. Dem hydrologischen (Extrem-) Ereignis Hochwasser kommt innerhalb der Kulturgeschichte der Menschheit eine

---

<sup>29</sup> Zum Beispiel: Augsburger Anonyme Chronik von 1368 bis 1406. – In: Die Chroniken der schwäbischen Städte. Augsburg, Band 1.

besondere Bedeutung zu, die sich auch in deren Niederschrift widerspiegelt. Der NCA bezieht sich ausschließlich auf Hochwasserereignisse, die innerhalb der Bandbreite klimatisch relevanter Kenngrößen eine Sonderstellung einnehmen. Der NCA betrachtet alle in der IBT aufgenommen Datensätze als „wahr“ bzw. verifiziert. Analog der Annahme von Glaser et al. (2002), dass bei ausreichender Quellendichte auf ein räumliches Kriterium für die Disposition witterungsklimatischer Ursachen geschlossen werden kann, wird im Rahmen des NCA ein räumliches Kriterium zur Verifizierung historischer Angaben herangezogen. Grundlage für den NCA ist die Hermeneutik, die sich der wahrheitsfunktionalen Semantik bedient (vgl. Lohnstein 1996). Hermeneutische Ansätze bilden generell die Basis der Transkription historischer Klimainformationen (vgl. u. a. Jacobeit et al. 2004a, Glaser 2008).

### **Gründe für den NCA**

Gründe für den NCA sind zum einen der Zeitaufwand für ein quellenkritisches Vorgehen, das aufgrund der Vielzahl der erhobenen Daten nicht realisierbar war. Jedes Forschungsprojekt unterliegt letztendlich zeitlichen wie finanziellen Ressourcen. Ein weiterer Grund für das Konzept des NCA stellen die Verluste historischer Originalschriften im Laufe der Zeit durch Kriege, Brände und Naturkatastrophen dar. Vielfach ist das Rückverfolgen von Sekundärliteratur bis zum Original nicht mehr möglich. Besonders die Quellenverluste des II. Weltkrieges sind in diesem Zusammenhang hervorzuheben. Es ist Kompilationen und Chroniken, die vor allem um die Jahrhundertwende 19./20. Jh. editiert wurden, zu verdanken, dass der Verlust von Originalmanuskripten teilweise aufgefangen werden konnte (vgl. z. B. Historische Kommission der Bayerischen Akademie der Wissenschaften: Die Chroniken der Deutschen Städte 1862 – 1968). Diese forschungsprojektinternen und -externen restriktiven Prämissen haben letztendlich zu dem methodischen Ansatz des NCA geführt.

### **Wie kommen Nachrichten über historische Hochwasser zustande und warum werden diese Nachrichten als plausibel angenommen?**

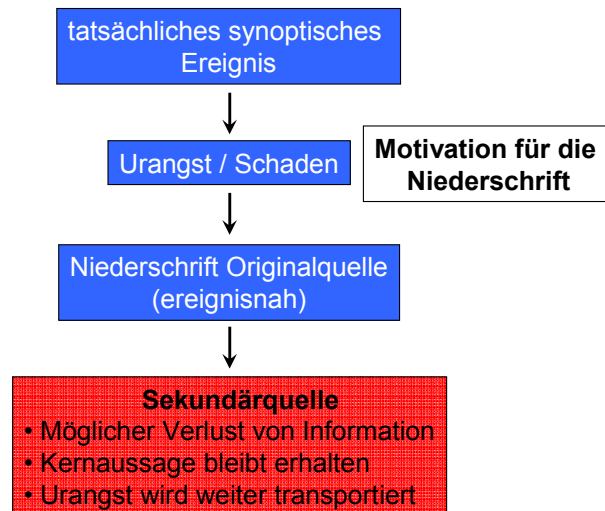
Zu allererst muss die Sonderstellung von Hochwasserereignissen innerhalb klimatischer Parameter im Besonderen und in der Kulturgeschichte im Allgemeinen hervorgehoben werden. Hochwasserereignisse bilden mit die Wiege menschlicher Kulturgeschichte (vgl. z. B. Epos von Gilgamesch oder die biblische Sintflut). Sesshafte Zivilisationen orientieren sich an der Verfügbarkeit von Süßwasser und organisieren ihre Ansiedlung soweit möglich an Fließgewässern. Die Beobachtung und Nutzung von Wasser gehört zu der Urerkenntnis des kultivierten Menschen und ist durch die Geschichte weitergegeben und -entwickelt worden. Die in historischer Zeit regelmäßig wiederkehrenden Hochwässer an Euphrat und Tigris sowie am Nil und deren kultivierte Nutzung darf als Beginn „moderner Gesellschaft“ betrachtet werden. Die Aufzeichnung von Wasserständen ist be-

reits seit ägyptischer Zeit belegt. Im BAV werden erstmals um 1820 Pegelstände regelmäßig aufgezeichnet, zuvor sind hauptsächlich deskriptive Beschreibungen die Quellen der Informationen. Daraus resultiert für eine wissenschaftliche Analyse historischer Angaben folgendes Problem:

*Kann man von einer subjektiven historischen Beschreibung ausgehend folgern, dass es sich hierbei objektiv um ein Hochwasser gehandelt hat?*

Ein Hauptargument für den NCA basiert auf der Annahme, dass Berichte über Hochwasserereignisse mehr objektive Informationen enthalten als Berichte über andere klimatologische Parameter. Neben der Nutzung der Wasserkraft und Wasserversorgung im Allgemeinen stellen Hochwasserereignisse seit Menschengedenken eine Gefahr und Bedrohung dar. Die Beobachtung von Wasserständen reicht weit in die Vergangenheit zurück, wie am Beispiel des Nils gezeigt werden kann. Behördliche Aufzeichnungen von sog. Nilometern sind bis in das Jahr 622 belegt (vgl. Kreiß 2006). In der Naturgeschichte von Plinius dem Älteren (um 79 n. Chr.) wurden diese Pegelmessstellen erstmals beschrieben. Das Verhältnis der Nilanrainer zu ihrem Fluss lässt sich auch auf andere Kulturkreise übertragen. Die Motivation zur Beobachtung und Niederschrift entspricht sich, sie war geprägt von Versorgungs- und Existenzängsten.

Der NCA adaptiert zusätzlich umweltpsychologische Aspekte, die die Wechselwirkung zwischen Umwelt und Zivilisation untersuchen. Unter Berücksichtigung der Humanpsychologie wird Erlebtes dem menschlichen Verhalten und Handeln gegenübergestellt. Die kognitive Verarbeitung von Schaden und (Ur-) Ängsten einer Gesellschaft können in Form der Niederschrift Ausdruck finden und basieren auf der Wechselwirkung zwischen Natur und Zivilisation (verändert nach Hellbrück & Fischer 1999). Auf das plötzliche Moment von Hochwasser wurde bereits verwiesen. Je nach Amplitude der Schadensausprägung können Überschwemmungen zu folgenschweren Elementarereignissen anwachsen und eine natürliche Urgewalt offenbaren. Bereits kleinere Ausuferungen konnten in historischer Zeit zu elementaren Eingriffen in das tägliche Leben führen. Die Versorgungslage von Anrainern konnte beispielsweise durch Ernteaufschläge oder Brennholzverluste empfindlich getroffen werden. Unglücksfälle dieser Art haben wahrscheinlich nach an das karitative Gewissen von säkularen oder kirchlichen Einrichtungen appelliert. Dadurch konnte ein Multiplikatoreffekt der Information Hochwasser in Gang gesetzt werden, der letztendlich auch zur Niederschrift von kleineren Ereignissen beigetragen haben dürfte. Da Hochwasseraufzeichnungen immer auf Schaden und Zerstörung basieren, ist diese Kerninformation ausschlaggebend und in Zusammenhang mit Urängsten und einer daraus resultierenden Motivation der Niederschrift zu sehen. In Abbildung 4.11 ist der Transfer einer Kernaussage - basierend auf Urängsten und entstandenem Schaden durch die Zeit - graphisch dargestellt.



**Abb. 4.11:** Transfer der Kernaussage „Hochwasser“ durch die Zeit aufgrund umweltpsychologischen Antriebs

### Anwendung des NCA

Ein erster Arbeitsschritt filtert Hochwasserereignisse aus schriftlichen Überlieferungen heraus, ohne das Rauschen anderer Hochwasser auslösender Faktoren zu berücksichtigen. Diese hintergrundrauscheduzierte Sichtweise hebt die Wertigkeit „Hochwasser“ für dieses Projekt hervor. Der NCA lässt sich primär für die Erstellung von Hochwasserverteilungsbildern anwenden. Die Clusterbildung auf Grundlage der Verortung historischer Schadensberichte führt zu einem räumlichen Kriterium. Anhand dieses räumlichen Kriteriums lassen sich nichtverifizierte Quellenangaben bestätigen. Basierend auf der Datengrundlage der Datenbank IBT und dem Konzept des NCA werden die räumlichen Verteilungsmuster überregional bedeutsamer Ereignisse analysiert. Nicht verifizierte Daten finden hauptsächlich in Kontext mit dem allgemeinen Untersuchungsgebiet Zentraleuropa Bedeutung. Die Ergebnisse der subjektiven Rekonstruktionen und Interpretationen zu Hochwasser auslösenden synoptischen Störungssystemen werden exemplarisch in Kapitel 5.3 diskutiert.

Neben den Quellendaten, die unter Verweis auf den NCA Anwendung finden, steht dem Forschungsprojekt gleichzeitig eine Vielzahl verifizierter Daten zur Verfügung. Die Kombination aus den verifizierten Daten und den NCA Daten führt, neben einer raumzeitlichen Plausibilitätsverteilung, zu einer qualitativen Absicherung und Bestätigung des NCA. Die Rekonstruktion historischer Wetterlagen erhält durch den NCA eine breitere Datenbasis. Ein möglicher Informationsverlust, der bei Anwendung ausschließlich originärer Quellen entstehen kann, ist anhand eines Vergleiches zwischen den Daten Weikinns (1958 – 1963) und den verifizierten Daten der CLIMDAT (Militzer 1998) in Kapitel 4.1.1 dargestellt. Das Ergebnis zeigt: Die Kompilationen Weikinns enthalten generell mehr Angaben, je stärker die Schadensamplitude desto höher die Übereinstimmung.

Mudelsee et al. (2004) verweisen ausdrücklich darauf, dass die Diskrepanz zwischen den abgeglichenen Daten nicht bedeutet, dass die Inhalte der Weikinnischen Daten nicht wahr sind. Es fehlt „lediglich“ der Nachweis der Primärquelle.

#### **4.1.4 Weitere Datensätze zur Analyse der Hochwassergeschichte**

Für die Analyse der Hochwassergeschichte des BAV wurden weitere Datensätze mit unterschiedlichen klimarelevanten Inhalten herangezogen, die im Folgenden vorgestellt werden.

##### **Zirkulationsdynamik der Vergangenheit**

Die Analyse der Hochwassergeschichte in Kontext mit der atmosphärischen Dynamik findet anhand rekonstruierter Druckfelder für den nordostatlantisch-europäischen Raum statt. Grundlagen dafür sind die Datensätze von Luterbacher et al. (2002a) und Ansell et al. (2006).

Luterbacher et al. (2002a) haben SLP-Luftdruckfelder und 500 hPa-Niveau Felder der Luftdruckverteilung auf Basis multivariater statistischer Methoden rekonstruiert. Datengrundlage sind frühe Instrumentenmessreihen und approximativ rekonstruierte Witterungsindizes auf Grundlage deskriptiver Daten.

Die Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) haben eine räumliche Ausdehnung von 30° W bis 40° E und 30° N bis 70° N bei einer Gitterauflösung von 5° x 5°. Die Gitterauflösung der 500 hPa-Niveau Druckfelder beläuft sich auf 2,5° x 2,5°. Dementsprechend stehen für die SLP Daten 135 Gitterpunkte und für das 500 hPa Niveau 493 Gitterpunkte zur Verfügung. Limitierende Prämisse der Luftdruckdaten ist die Datendichte historischer Klimainformationen, die sich in der zeitlichen Auflösung widerspiegelt. Trotz dieser Voraussetzungen ist es Luterbacher et al. (2002a) gelungen, SLP Felder von 1500 – 1658 in saisonaler Auflösung und für die Jahre 1659 – 1999 in monatlicher Auflösung zu rekonstruieren. Der limitierenden zeitlichen Auflösung wird mit dem Konzept einer Flood Hydroclimatology begegnet (vgl. Kapitel 4.4.3), die es erlaubt, atmosphärische Rahmenbedingungen, die in zeitlich übergeordneter Skala ablaufen, in direkten Bezug zur Hochwasserentstehung des Untersuchungsraumes zu stellen.

Ansell et al. (2006) haben im Rahmen des europäischen Forschungsprojektes EMULATE Luftdruckdaten in täglicher Auflösung bis in das Jahr 1850 zurück rekonstruiert. Die Gitterauflösung der EMULATE Daten (EMSLP3) mit 5° x 5° bei räumlicher Ausdehnung von 70° W bis 50° E und 25° N bis 70° N erweist sich mit Hinblick auf eine synoptische Interpretation Hochwasser auslösender Wetterlagen als limitierend. Trotz täglicher Auflösung unterliegt dieser Datensatz den Restriktionen einer verallgemeinernden räumlichen Auflösung. Stichproben und Gegenüberstellung mit NCEP/NCAR Reanalysis Daten (vgl. Kalnay et al.



2006) für einzelne herausragende Hochwasserereignisse der jüngeren Vergangenheit zeigen, dass mesoskalige atmosphärische Störungen nicht adäquat wiedergegeben werden können. Dementsprechend wurde für die zirkulationsdynamische Auswertung auf Basis der EMULATE Daten das Konzept der Flood Hydroclimatology adaptiert. Mit Hilfe dieser Adaption wird anstelle einer übergeordneten zeitlichen Skala (vgl. oben) eine übergeordnete räumliche Betrachtungsweise herangezogen.

### **Historische Klimakenngrößen**

Casty et al. (2005) haben für den Alpenraum die Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag rekonstruiert. Der Alpenraum wird mit einer räumlichen Erstreckung von 43,25° bis 48,25° Nord und 4,25° bis 16,25° Ost als Greater Alpine Region (GAR) definiert. Die zeitliche Auflösung entspricht der der Luftdruckdaten nach Luterbacher et al., die räumliche Auflösung beläuft sich auf 0,5° x 0,5°. Um dem Untersuchungsraum BAV zu entsprechen, wurde für die Berechnung ausgewählter Indizes (vgl. Kapitel 4.4.3) der Ausschnitt 48,25 – 47,25° N und 9,25 – 14,25° gewählt. Die Klimakenngrößen wurden in räumliche Mittelwerte überführt.

### **Solaraktivität**

Daten zur Sonnenfleckenaktivität wurden der Arbeit von Hoyt & Schatten (1997) entnommen<sup>30</sup>. Die Zeitreihe umfasst die Jahre 1610 bis 1995, eine Ergänzung bis 2008 erfolgte nach den Angaben der American Relative Sunspot Numbers (National Geophysical Data Center 2010).

### **Nordatlantische Oszillation**

Luterbacher et al. (2002b) haben für den nordostatlantisch-europäischen Raum NAO-Indexwerte bis in das Jahr 1500 zurück rekonstruiert. Die zeitliche Auflösung entspricht den Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (siehe oben). Der NAOI wird als standardisierte Abweichung des mittleren Bodenluftdrucks - gemittelt für die Luftdruckdifferenz zwischen den Azoren und Island - über jeweils vier Gitterpunkte in einem 5° x 5° Netz definiert.

---

<sup>30</sup> Für die Korrelation mit der Hochwasserfrequenz des BAV wurde die Version 4bc.yearrg.dat nach Hoyt & Schatten (1997) herangezogen (vgl. NOAA 2010)

## 4.2 Die Datenbank „Inundationes Bavariae Thesaurus“ (IBT)

Die IBT ist eine projekteigene Datenbank, in die sämtliche recherchierten, für das BAV raumrelevanten, Hochwasserereignisse eingeflossen sind. Sie setzt sich aus deskriptiven und instrumentellen Daten zusammen. Zeitlich erstreckt sich die IBT bis einschließlich 2008, erste Einträge beginnen ab AD 1200. Alle Datensätze zusammen liefern einen umfassenden Überblick über die Hochwassergeschichte des BAV. Ergänzt wird die Datenbank durch eine Vielzahl mitteleuropäischer Hochwasserereignisse, die zur räumlichen und zeitlichen Abgrenzung der untersuchungsgebietsinternen Ereignisse herangezogen wurden.

### 4.2.1 Klassifikation und Kodierung der deskriptiven Daten

Die verwendeten Klassifikationen und Kodierungen sollen die Vergleichbarkeit zu bereits bestehenden Arbeiten gewährleisten. Dementsprechend wurde die Auswertung der IBT soweit möglich an bestehende Vorlagen angeglichen. Grundsätzlich wurden die deskriptiven Daten einem 3-skaligen, semiquantitativen Bewertungsverfahren unterzogen, das erstmals von Brázdil et al. (1999) beschrieben wurde. Dieser grundlegenden Systematik folgten weitere Arbeiten, die sich thematisch mit historischen Hochwasserereignissen auseinandergesetzt haben. Dazu zählen Untersuchungen von Sturm et al. (2001), Glaser (2008), Brázdil et al. (2002), Glaser & Stangl (2003a,b), Barriendos et al. (2003), Mudelsee (2004), Jacobeit et al. (2004a,b) und Böhm & Wetzel (2006). Die vorliegende Arbeit orientiert sich an den Ausführungen von Sturm et al. (2001). Dieser Klassifikation liegt ein Bewertungsschlüssel basierend auf Schadensberichten zugrunde.

#### Klassifikation der deskriptiven Daten

Die IBT behält die Dreigliederung nach Schadensklassen bei, entkoppelt aber die räumliche Komponente von der Schadensklassifikation. Der Aspekt „räumliche Ausdehnung“ bezieht sich auf die Gesamtheit der zugrundeliegenden Quellentexte für ein Ereignis und wird zusätzlich zur Klassifizierung der Schadensstufe herangezogen. Eine räumliche Analyse der Hochwasser findet abschließend anhand der Schadenscluster statt und wird als Perimeter bezeichnet.

Die Zuordnung der Quellentexte zu den Hochwasserklassen 1 bis 3 erfolgt anhand differenzierter Abstufungen der Schadensbeschreibungen, die im Folgenden vorgestellt werden. Für eine optimierte Anpassung an die Besonderheiten des Untersuchungsgebietes wurden noch weitere Klassifikationsverfahren analysiert und in die Auswertungen der IBT adaptiert (vgl. dazu Glaser 1996, Pfister 1999, Deutsch et al. 2004, HISKLID 2010). Eine Vergleichbarkeit zu den oben aufge-

fürten Arbeiten bleibt gewahrt, spezifische Kodierungen lassen sich skalieren bzw. vereinheitlichen.

### **Hochwasser Klasse Eins (HW1)**

Hochwasser der Klasse 1 beschreiben kleine Hochwasserereignisse. Das Adjektiv „klein“ bezieht sich dabei auf den maximalen Anstieg des Flusswasserspiegels und nicht auf eine räumliche Abgrenzung. Zusätzlich werden in diese Schadensklasse auch Ereignisse ohne detaillierte Schadensbeschreibung aufgenommen. In vielen sekundären Chroniken finden sich nur rudimentäre Hinweise auf Hochwasserereignisse. Um zu vermeiden, dass diese Informationen verloren gehen, werden sie den HW1 zugeordnet. Auf die Einführung einer zusätzlichen Klasse wurde mit Hinblick auf eine einheitliche Dreigliederung verzichtet.

Im Zuge der Datenrecherche wurden mehrfach rudimentäre Angaben wie im folgenden Beispiel erhoben.

1705/07/23 „*Laufen: Hochwasser*“ (ID 4913)

Im Sinne des NCA wird angenommen, dass trotz der geringen Informationsdichte bei rudimentären Informationen ein schadensträchtiges Hochwasser vorliegt. Die Analyse der räumlichen Verteilung anhand von Schadensclustern (räumliches Kriterium) kann den Informationsverlust von rudimentären chronikalen Einträgen kompensieren und die Quellenangabe verifizieren. Der Verlust von Informationen, ausgehend von einer originären Quelle bis zur rudimentären Aussage, wird in Kapitel 4.3.1 anhand der „Chronologie einer Recherche“ dargestellt.

Die Zuordnung zu einer Schadensklasse orientiert sich an den folgenden Inhalten historischer Quellentexte. Den HW1 lassen sich direkt keine offensichtlichen geomorphologischen Prozesse zuordnen.

### **Schäden (geringfügig bis leicht)**

- kleine Schäden an Wasserbauten oder Bewässerungskanälen
- geringer Schaden an ufernahen Feldern und Gärten, Wegführen von ufernah gelagerten Holzvorräten etc.

### **Räumliche Ausdehnung/Dauer**

- punktuelle Überflutungen, örtliche Überschwemmungen ufernaher Bereiche, normalerweise kein Ausufern über das eigentliche Flussbett
- Flüsse hoch angeschwollen
- kurze Überflutungen

Die Kodierung für die Schadensklasse 1: **1\_x**

**Hochwasser Klasse Zwei (HW2)**

HW2 werden anhand zunehmender Schadensintensität abgegrenzt. Zur Schadensintensität werden auch Beschreibungen der Flutperimeter hinzugezogen. Die Zuordnung zu einer Schadensklasse findet durch die zeitliche Komponente eine weitere Ergänzung. Die zeitliche Komponente wertet die Dauer von Überschwemmungen aus.

**Geomorphologische Prozesse**

- Verspülung
- Erosion
- Verschlämmung
- starker Sedimenttransport
- Ertragseinbußen aufgrund geomorphologischer Vorgänge möglich

**Schäden (von leicht bis schwer), teilweise auch Zerstörung**

- an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken
- an ufernah gelegenen Gebäuden, wie Mühlen etc.,
- an ufernahen Feldern und Gärten
- Verlust von Vieh
- Menschenverluste möglich (in geringer Anzahl)
- Beschädigung der Infrastruktur über mehrere hundert Meter (Straßen, Dämme)
- Brücken und Landestege (Eckpfeiler, Widerlagerpfeiler) und deren Umgebung werden unterspült und beschädigt
- bei Auftreten im hydrologischen Sommerhalbjahr bedeutende unmittelbare Schäden und Verluste an Wiesen, Weideflächen, Äckern und Gärten
- kleinere Schäden an Gebäuden, Brücken und Mühlen, Holz wird weggeführt

**Räumliche Ausdehnung/Dauer**

- Hochwasserwelle tritt über das eigentliche Flussbett
- Wasser in Gebäuden
- Wasser dringt in Straßen
- Überflutung von Uferabschnitten an mehreren Stellen
- Überflutung uferferner Gebiete
- Fluss sehr hoch angeschwollen
- Überflutung mittlerer Dauer

Die Kodierung für die Schadensklasse 2: **2\_x**

**Hochwasser Klasse Drei (HW3)**

Dieser Schadensklassifikation liegen ähnliche Parameter wie der HW2 zugrunde. Die Ausprägung der Schäden ist aber stark intensiviert. Die beschriebenen Folgewirkungen können auch bei HW2 in abgeschwächter Form auftreten.

**Geomorphologische Prozesse** (nachhaltige Schäden durch morphologische Veränderung)

- Bäume, Büsche können entwurzelt und weggetragen werden
- Flussbettverlagerung
- Umlagerungsprozesse im Flussbett, z. B. Mäander können gekappt werden
- langfristige Ertragseinbußen aufgrund geomorphologischer Vorgänge möglich
- Schluchtenreißen
- Aufsandung, Aufschotterung (und damit verbundene Ertragsminderungen in den folgenden Jahren)
- Veränderungen der Oberflächenstruktur

**Schwere Schäden und Zerstörung**

- an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken
- an ufernah gelegenen Gebäuden, wie Mühlen etc.
- an Gebäuden (Wohnhäuser, Scheunen, Lagerschuppen usw.) z. T. völlige Zerstörung und Hinwegführen
- an ufernahen Feldern und Gärten
- große Verluste von Vieh
- (hohe) Menschenverluste
- Verlust der Ernte oder Teilen der Ernte

**Räumliche Ausdehnung/Dauer**

- flussferne Bereiche können in Mitleidenschaft gezogen werden
- Zerstörung der Infrastruktur über mehrere hundert Meter (Straßen, Dämme)
- Überschwemmung sehr großer Flächen
- ganze Dörfer und Städte können bei extremen Hochwasserereignissen völlig oder teilweise im Wasser stehen
- längere, mehrere Tage oder Wochen andauernde Überflutung

**Folgewirkungen**

- nachträgliches Abreißen von Gebäuden aller Art aufgrund entstandener Schäden
- schwere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten mit Langzeitwirkung für die Versorgung
- Wassermühlen konnten lange Zeit nicht arbeiten

- Nah- und Fernhandel waren u. U. gestört, weil Brücken nicht oder nur eingeschränkt genutzt werden konnten
- Krankheiten
- Hungersnöte (auch in Kombination mit Ernteausschlag und den Schäden an den Agrarflächen)
- Teuerung
- Missernten (beispielsweise aufgrund von Fäule)

Die Kodierung für die Schadensklasse 3: **3\_x**

### **Kodierung der deskriptiven Daten**

Der Schadensklassifikation wird innerhalb der IBT eine Kodierung der Hochwasser auslösenden Faktoren angehängt. Die verwendete Kodierung beschränkt sich dabei auf grundlegende auslösende Faktoren, die sich an Brázdil et al. (2002) orientieren.

#### **x\_1**

Diese Kodierung beschreibt Hochwasser, die allgemein durch Regentätigkeit ausgelöst werden. Dazu zählen auch lang anhaltende, ununterbrochene Regenfälle, die in Verbindung mit überregionalen synoptischen Wetterlagen wie Zyklonen und Trögen stehen können. Eine differenzierte Interpretation auslösender synoptischer Wetterlagen kann im Regelfall nicht anhand einer einzelnen Quelle stattfinden. Die methodischen Grundlagen für eine Analyse hochwasserrelevanter Wetterlagen werden in Kapitel 4.4.2 vorgestellt.

#### **x\_2**

Hochwasser, ausgelöst durch Starkregenniederschlag wie Gewitter, Wolkenbruch, Sturzfluten, etc. Generell stehen diese Witterungserscheinungen im Zusammenhang mit konvektiver Tätigkeit. Der englische Terminus Flash Flood umschreibt die Niederschlagsverhältnisse sehr gut. Häufig ist dieser Typus lokal beschränkt und kann zu immensen Schäden führen. Andererseits kann dieser Typus auch ein Vorbote zu „Hochwasser, allgemein“ (x\_1) sein. Eine Differenzierung ist nicht immer möglich, die Gesamtschau, die u. a. Perimeter/Schadenscluster im Rahmen der subjektiven Interpretation mit einbindet, kann zu einer verbesserten Deutung beitragen.

#### **x\_3**

Hochwasser, ausgelöst durch Eisgang und Eisstoß; häufig in Verbindung mit Auftauprozessen und Warmlufteinbrüchen nach stark negativen Temperaturanomalien. Die Kodierung **0\_3** beschreibt gefrorene Fluss- bzw. Seeoberfläche(n).

#### **x\_4**

Kein Hochwasser, Kodierung beschreibt schadhafte Niederschlagsereignisse, die kein Hochwasser verursachen. Diese Ereignisse wurden ergänzend für die sub-

jektive Rekonstruktion synoptischer Witterungsfälle erhoben und können bei der Abgrenzung der Perimeter/Schadenscluster behilflich sein.

#### **x\_5**

Hochwasser, ausgelöst durch z. T. plötzliche Schneeschmelze. Der Abfluss wird derart schnell bereitgestellt, dass ein kontrolliertes Abfließen innerhalb der Entwässerungslinien nicht mehr möglich ist. Zusätzlich wird dieser Hochwassertypus in der Regel von gefrorenem Boden begleitet, der einer völlig versiegelten Fläche entspricht.

#### **x\_6**

Hochwasser, deren Auslöser Sonderfälle darstellen, wie beispielsweise Murgänge oder Gletscherseeausbrüche.

### **Definition der räumlichen Perimeter**

Mit der Bezeichnung Perimeter wird in dieser Studie die geometrisch zweidimensionale Fläche der maximalen Ausdehnung eines Hochwasserereignisses beschrieben. Anhand der Ausdehnung wird ein räumlicher Parameter beschrieben, der ebenfalls in die Kodierung mit aufgenommen wird. Dabei wird zwischen vier räumlichen Abgrenzungen differenziert.

#### **Lokal**

„Lokal“ bedeutet Hochwasserereignisse, die sich räumlich auf eine Ortschaft beziehen. Zu diesen Ereignissen zählt hauptsächlich der Hochwassertypus Flash Flood (vgl. Brázdil et al. 2002), der deutschsprachige Terminus dafür ist „Sturzflut“. Auslöser für diesen Typus sind hauptsächlich konvektive Niederschlagsereignisse, die räumlich begrenzt zu extremen Niederschlägen führen können. In kurzer Zeit kann sich eine Überlastung der Abflussgerinne einstellen, die zu enormen Schäden führen kann. Der Untersuchungsraum ist auf Grund seiner Nähe zu den Alpen, speziell während der Sommermonate, für derartige Witterungsverhältnisse anfällig. Insgesamt lassen sich aber nur vereinzelt Ereignisse erheben, die dem Typus Flash Flood entsprechen. Eine vorausgehende Gewitteraktivität in Kombination mit darauffolgendem länger anhaltendem Niederschlag lässt sich häufig mit Frontendurchgängen und nachfolgender zyklonaler Tätigkeit erklären. Quellenangaben, die keine weitere Unterstützung in synoptisch sinnvoller zeitlicher Nähe durch weitere Quellen bekommen und innerhalb des Quellentextes auf keine weiteren geographischen Verortungen schließen lassen, werden ebenfalls der Kategorie Lokal zugeordnet.

#### **Regional**

Der Perimeter „Regional“ beschreibt Hochwasserereignisse, die sich auf ein Einzugsgebiet beschränken. Dabei kann der gesamte Flusslauf oder ein Teilabschnitt betroffen sein.

**Überregional 1. Ordnung (ueregI)**

Diese räumliche Kategorie betrifft wenigstens zwei Flussläufe innerhalb des Untersuchungsgebietes und wird maximal für das gesamte BAV angewandt.

**Überregional 2. Ordnung (ueregII)**

Die Klassifizierung „Überregional 2. Ordnung“ beschreibt einen räumlichen Perimeter, der über das Untersuchungsgebiet hinaus reicht. Dazu zählen beispielsweise Ereignisse, die auch die linksseitigen Einzugsgebiete der Donau betreffen. Mit Hinblick auf die meridionale Zirkulation sind historische Informationen der Alpensüdseite bzw. entlang einer mittleren Zugbahn der Wetterlage Vb) von besonderem Wert. Dementsprechend werden Quellentexte, die ihre Verortung südlich des Alpenhauptkamms aufweisen und sich mit dem Hochwassergeschehen innerhalb des Untersuchungsgebietes in Korrelation setzen lassen, ebenfalls dem Perimeter ueregII hinzugerechnet.

**4.2.2 Klassifikation und Kodierung der instrumentellen Daten**

Die Bewertung der EIP/MIP Daten erfolgt analog zu den deskriptiven Daten anhand eines 3-skalgigen Klassifikationssystems. Neben den erhobenen Lattenpegelwerten wurde von Seiten des WWA Donauwörth und des LfU München (ehemals Landesamt für Wasserwirtschaft) Abflussdaten z. T. ab 1900 zur Verfügung gestellt. Die Abflussdaten (in  $\text{m}^3/\text{s}$ ) werden analog zu den Wasserstandsdaten klassifiziert (vgl. Tabelle 4.3). Basis der Berechnung bilden jeweils die erhobenen monatlichen Maxima. Die angewandte Methodik orientiert sich an Verfahren nach Sturm et al. (2001) und Mudelsee (2004). Als Kriterium für die Abgrenzung der einzelnen Schadensklassen wurde anfänglich der Mittelwert zuzüglich der 1 bis 3fachen Standardabweichung herangezogen. Da der Beginn amtlicher Aufzeichnungen mit den Anstrengungen des Hochwasserschutzes zusammenfällt, muss der Terminus „Schadensklasse“ neu formuliert werden. Unter Berücksichtigung aller drei Klassen kann nicht mehr allgemein von Schäden gesprochen werden. Die Ereignisse der Klasse 1 konnten bereits kurz nach Beginn der Eingriffe in die bayerischen Flusssysteme durch Flussverbauungen kanalisiert und dadurch größtenteils unschädlich gemacht werden.

Die Auswertung nach Monatsmaxima führt im Vergleich zur deskriptiven Phase zu einer enorm erhöhten Datenbasis. Diese schlägt sich in einer extremen Zunahme von Hochwasser der Klasse 1 nieder. Aufgrund dieser enormen Zunahme wurde das Kriterium 1-3fache Standardabweichung zuzüglich Mittelwert nicht angewendet. Um die Fallmenge zu reduzieren, wurden die Hochwasser der Klasse 1 mit der 1,5-fachen Standardabweichung zuzüglich Mittelwert definiert. Diese Reduktion entspricht etwa heutigen Abflussverhältnissen, die innerhalb einer Jährlichkeit von 5 bis 10 Jahren liegen. Diese Näherung basiert auf Angaben des



Bayerischen Hochwassernachrichtendienstes<sup>31</sup> für die Flüsse des BAV, die anhand von Stichproben mit den EIP/MIP Daten der vorliegenden Studie abgeglichen wurden. Die Wahl der 2- und 3-fachen Standardabweichung entspricht in Näherung 20-jährigen bzw. 50-jährigen Abflüssen bzw. Wasserständen (vgl. LfW Bayern 2005, HND Bayern 2010). In Tabelle 4.3 sind die Definitionen für die einzelnen Klassen aufgeführt.

**Tab. 4.3:** Definition der Hochwasserklassen für die EIP/MIP, analoges Verfahren für Wasserstand (W) und Abfluss (Q) (m = Mittelwert, s = Standardabweichung)

Klasse	Abgrenzung
HW1 (leichtes Hochwasser)	$W \text{ bzw. } Q \geq m + 1,5 * s$
HW2 (mittelschweres Hochwasser)	$W \text{ bzw. } Q \geq m + 2,0 * s$
HW3 (schweres Hochwasser)	$W \text{ bzw. } Q \geq m + 3,0 * s$

Innerhalb der Datenbank IBT wurden die Ereignisse, die auf Grundlage einer einfachen Standardabweichung bestimmt wurden, als Pegelreaktion (PR) gekennzeichnet und aufgenommen. Damit ist gewährleistet, dass das Signal ansteigender Flusspegel nicht verloren geht. Die Pegelreaktionen lassen sich auch zur Abgrenzung der räumlichen und zeitlichen Hochwasserverteilung ab 1826 heranziehen.

Im Rahmen der EIP/MIP Daten beschränkt sich die Kodierung auf die Schadensklasse und den Zusatz „Hochwasser allgemein“ (x\_1) (vgl. Kapitel 4.2.1).

### 4.2.3 IBT – Aufbau

Im Rahmen der IBT sind ca. 18.000 Datensätze organisiert, die Struktur der Datenbank wird im Folgenden vorgestellt. Im Rahmen der IBT sind deutlich mehr Daten aus der EIP/MIP des BAV aufgenommen worden, die in die einzelnen Analyseschritte eingeflossen sind. Für die Auswertung der Hochwassergeschichte wurden nur die EIP/MIP Daten mit den jeweils längsten Zeitreihen herangezogen (vgl. Kapitel 5.5). Innerhalb der IBT wurden alle erhobenen Messstellen berücksichtigt<sup>32</sup>. Die Gesamtzahl der deskriptiven Einträge generiert sich inklusive Mehrfachnennungen. Diese „Wiederholungen“ basieren auf inhaltlich ähnlichen Angaben, die unterschiedlichen Quellen, zumeist unterschiedlicher Sekundärliteratur, entstammen oder beziehen sich auf Ereignisse mit überregionaler Bedeutung, die von Chronisten an unterschiedlichen Orten niedergeschrieben wurden.

<sup>31</sup> Definition des Hochwassernachrichtendienstes Bayern: Die Jährlichkeit einer Wasserstandshöhe oder eines Abflusses gibt an, in welchem Zeitraum dieser Wert im Mittel erreicht oder überschritten wird. Der 100-jährliche Abfluss wird im Mittel einmal in 100 Jahren erreicht oder überschritten.

<sup>32</sup> Unter anderem zählen dazu die Pegel Wiblingen/Iller 1882 – 1952, Füssen/Lech (1826 – 2005), Dillingen/Isar (1825 – 1955), und Mittenwald/Isar (ab 1826). Ausschlusskriterien für die Analyse waren die räumliche Lage, die Dauer und Inhomogenitäten innerhalb der Zeitreihen.

Ein Beispiel für den Sachverhalt „ein Ereignis mehrere Quellenangaben“, wird in Kapitel 4.3.1 aufgeführt (vgl. Chronologie einer Recherche).

Ein Quellentext kann in einer Vielzahl von Datenbank internen Datensätzen resultieren. Ein Datensatz definiert sich durch eine eindeutig zuordenbare Verortung. In folgendem Beispiel sind zwei räumliche Hinweise enthalten, dementsprechend wurden zwei Datensätze in die IBT aufgenommen.

*„Es fällt außerordentliches Regenwetter ein, das 10 Tage ohne Unterlaß fortstürmte und an der Salzach und Donau verherende Überschwemmungen verursachte.“ (Zauner 1796 – 1826)*

Anhand dieses Beispiels aus dem Jahre 1501 lassen sich zugleich eine Zuordnungsproblematik und deren datenbankinterne Lösung beschreiben. Da es sich bei den Ortsangaben Salzach und Donau um keine mit xy-Koordinaten bestimmbare Verortung handelt, wurden allen in der IBT mit Flussläufen belegten Angaben definierte Verortungen zugewiesen. In diesem Fallbeispiel wurde dem Fluss Salzach die Verortung Salzburg zugeordnet und der Donau die Verortung Wien. Da es sich bei der Donau um einen Fluss 1. Ordnung handelt, muss der langen Fließstrecke Rechnung getragen werden. Deutschen Quellenangaben wurde mit der Verortung Regensburg ergänzt, österreichische Angaben mit der Verortung Wien.

Folgende Parameter wurden innerhalb der Datenbank erfasst:

- ID (Identifikationsnummer innerhalb der Datenbank)
- Datum und Dauer des Ereignisses
  - Jahr
  - Monat von ... bis
  - Tag von ... bis
- Ort (Name der Ortschaft)
- Gewässer
- Lagekoordinaten (geogr. Länge und Breite) des Schadenszentrums
- Klassifikation nach Schadensausmaß (1-3) und auslösende Rahmenbedingungen (vgl. Kapitel 4.2.1)
- Quellentext (möglichst inklusive der Ursachen und atmosphärischer Begleitumstände)
- Quellenangabe

Insgesamt konnten für das BAV knapp 600 zeitlich differenzierte Hochwasserereignisse recherchiert werden, die Basis für die 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz (vgl. Kapitel 5.4). Nicht einberechnet in diese Gesamtschau sind die Ereignisse entlang des inneralpinen Inns (ca. 280), die aufgrund der räumlichen Lage gesondert ausgewertet wurden. (vgl. Kapitel 5.5.5). Die zeitliche Differenzierung bezieht sich auf eine definierte synoptische Regelablaufphase von Hochwasserereignissen, die maximal 7 Tage vor und nach einem Ereignis mit einbezieht (vgl. Kapitel 4.1.1). Die Hochwasserkatastrophe von 1501 ist beispielsweise als ein Ereignisfall in die Zeitreihe „Hochwasserfrequenz des BAV“ eingegangen. Innerhalb der IBT können diesem Ereignis über 150 Datensätze zugeordnet werden, deren räumliche Distribution anhand eines Schadenclusters visualisiert wurde (vgl. Kapitel 5.3.1). Die IBT ist an ein Geographisches Informations-System gekoppelt und stellt über die räumliche Visualisierung der Schadensdistribution ein Werkzeug für die subjektive Rekonstruktion synoptischer Witterungsfälle dar. In Kapitel 5.3 werden exemplarisch verschiedene Rekonstruktionen vorgestellt.

### **4.3 Zeitreihen Generierung**

Die Zeitreihen der Hochwasserchronologie des BAV entstammen unterschiedlichen Datengrundlagen. Die Zusammenführung von deskriptiven und instrumentellen Informationen in vergleichbare und weitgehend homogene Zeitreihen bedarf verschiedener methodischer Anstrengungen, die im Folgenden vorgestellt werden. Ein weiterer Aspekt in diesem Kapitel ist die Definition von hochwasserreichen respektive hochwasserarmen Phasen, die den generierten Zeitreihen unterliegt.

#### **4.3.1 Entwicklung homogener Zeitreihen aus den Daten der deskriptiven und der instrumentellen Phase**

Die Daten der deskriptiven Phase werden räumlich nach den Kriterien inneralpin und außeralpin differenziert (vgl. Kapitel 3.1). Der (jeweils) außeralpine Anteil der Flussläufe darf als Informationsnetz betrachtet werden, in dem eine maximale Informationsdichte zu Zeiten eingeschränkter Hochwasserdokumentation zusammengeführt wird. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass Hochwasserereignisse durch das Raster chronikaler Aufzeichnungen und Datenerhebungen gefallen sind. Mit Beginn täglicher Aufzeichnungen ab 1826 steht eine deutlich verbesserte Datenlage zur Verfügung. Die als Hochwasser definierten Daten der EIP/MIP beziehen sich je Einzugsgebiet nur noch auf eine konkrete außeralpine Pegelmessstelle. Mit dieser Differenzierung der räumlichen Verteilung zwischen deskriptiven Daten und instrumentellen Daten wird den unterschiedlichen Datengrundlagen begegnet.

Um weitgehende Homogenität der kontinuierlichen Hochwasserzeitreihen von Mitte des 15. Jh.s bis heute zu gewährleisten, ist es notwendig, die unterschiedlichen Epochen der Hochwasserdokumentation und Erfassungstechnik anzupassen. Insgesamt werden drei messtechnisch unterschiedliche Epochen miteinander verknüpft. Auf die historische Phase ohne Pegeldaten, die anhand semiquantitativer Methodik in Wert gesetzt wurde, folgen die Phasen der frühen und modernen Instrumentenperiode. Um einen vergleichbaren Zusammenhang der unterschiedlich generierten Daten zu erreichen, müssen einige Homogenitätsprobleme bewältigt werden. Grundlegender Unterschied zwischen der deskriptiven Phase und der EIP/MIP ist der Umgang mit den definierten Hochwasserklassen.

Die deskriptiven Inhalte von Sekundärliteratur können von den zugrundeliegenden Originalquellen hinsichtlich ihres Informationsgehaltes erheblich abweichen. Sekundäre Literatur kann mit dem Mangel lediglich rudimentär überlieferter Informationen behaftet sein. Innerhalb der Vielfalt historischer Klimainformationen stellt Hochwasser jedoch einen Sonderfall dar (vgl. Kapitel 4.1.3). Zusatzinformationen zur eigentlichen Causa „Hochwasser“ sind beispielsweise für die Zeitreihenanalyse nicht zwingend notwendig. Sie können aber zur Verifizierung des Wahrheitsgehaltes einer Quelle herangezogen werden und die Rekonstruktion auslösender Wetterlagen ermöglichen bzw. verbessern. Anhand der „Chronologie einer Recherche“ soll der mögliche Informationsverlust beispielhaft nachgezeichnet werden. Gleichzeitig lässt sich damit die Bedeutung rudimentärer Information über Hochwasserereignisse hervorheben. Auf Grundlage intensiver Recherchetätigkeit konnte mehrfach der Weg von rudimentärer Information bis zur Definition schwerster Schadensklassen nachgezeichnet werden. Die chronologisch archivarische Entwicklung wird für ein Hochwasserereignis der Stadt Salzburg aufgezeigt, die letztendlich dafür plädiert, Ereignisse der Klasse 1 in allen relevanten Auswertungsschritten mit einzubeziehen (soweit keine Verbesserung der deskriptiven Informationen erzielt werden konnte). Dieses methodische Vorgehen trägt dazu bei, Informationsverluste zu minimieren. Generell muss auch auf den Faktor Zufall bei Recherchen zu historischen Quelldaten hingewiesen werden.

### **Chronologie einer Recherche**

Den folgenden Zitaten ist jeweils die Klassifikation mit Begründung angefügt.

*„1386: Hochwasser der Salzach.“ (Zillner 1885)*

➤ 1\_1 (regional)

HW1 bei schlechter zeitlicher Auflösung (jährliche Auflösung), Klassifikation aufgrund rudimentärer Information.

"1386 Hochwasserkatastrophe." (Zinnburg 1977)

➤ 2\_1 (lokal)

HW2, bei schlechter zeitlicher Auflösung; Klassifikation folgt dem Zusatz „-kata- strophe“.

*"Im Jahre 1386 war unter Erzbischofe Pilgin II. eine überaus große Güß, welche um das Fest des h. Johannes des Taufers begann, und bis auf den Tag Processi und Martiani dauerte. Die Fluth warf das Thor an der Brücke (die Brückenpforte nennet si Schlachtner) ein, und riß einige an der Salza gelegene Häuser mit sich fort." (Hübner 1792)*

➤ 3\_1 (regional)

HW3, bei sehr guter zeitlicher Auflösung. Die Klassifikation erfolgt anhand des Brückenschadens, der Zerstörung von Häusern und der beschriebenen Dauer des Ereignisses.

*„Item circa festum Iohannis baptiste tanta fuit inundatio aquarum in Karinthia et aliis partibus montanis prope Salczburgam, et eciam circa Danubium, sic ut et domus ac ville precipitabantur, et pontes deportabantur aquarum violencia. Et de salina . . . , plures quam patelle quadraginte defluerunt.“*

*(Ebenso um den [24.6.] ist solch eine Überschwemmung der Gewässer in Karinthia und in anderen Berggebieten bei Salzburg gewesen, und auch um die Donau herum, so daß Häuser und Dörfer zugrunde gerichtet, und Brücken durch die Gewalt der Gewässer fortgetragen wurden. Und vom Salzwerk . . . , strömten mehr als 40 Salzpfanen fort.) (Annales S. Rudberti 1375-1398 in Wattenbach 1851)*

➤ 3\_1 (überregional 2. Ordnung)

HW3, bei sehr guter zeitlicher Auflösung. Diese Quellenangabe ist bei ihrer Niederschrift dem beschriebenen Hochwasserereignis zeitlich am nächsten, und lässt es möglich erscheinen, dass der Chronist zumindest ein Zeitzeuge, wenn nicht sogar ein Ereigniszeuge gewesen sein könnte. Der räumliche Parameter „überregional 2. Ordnung“ bezieht sich auf die Angabe *Karinthia* (Kärnten), das sich südlich des Alpenhauptkamms befindet.

Anhand dieses Recherchebeispiels lässt sich nochmals der NCA begründen. Folgt man der chronologischen Entwicklung der Hochwasserinformation unter der hypothetischen Annahme, nur die rudimentärste Beschreibung nach Zillner (1885) hätte die Zeit bis heute überstanden, bleibt letztendlich festzuhalten, dass die Kerninformation durch die Zeit transportiert wurde. Mängel im Bereich der

zeitlichen Auflösung lassen sich großteils mittels raumzeitlicher Verteilung weiterer Quellen interpolieren bzw. subjektiv rekonstruieren.

Für die Auswertungen in Kapitel 5 werden sämtliche Hochwasser der deskriptiven Phase inkludiert. Im Gegensatz zu diesem Verfahren haben sich Sturm et al. (2001) ausschließlich auf Hochwasserereignisse der Intensitätsklassen 2 und 3 konzentriert. Die Begründung für dieses Vorgehen liegt darin, einer möglichen Inhomogenität von HW1 entgegenzutreten.

Mit den Daten der deskriptiven Phase und den Daten der EIP/MIP stehen sich unterschiedliche Datengrundlagen gegenüber. Ein Vergleich der Hochwasserereignisse HW1 – HW3 zeigt diese Diskrepanz auf. Die überproportionale Häufigkeit der EIP/MIP-Hochwasser der Klasse 1 (berechnet nach 1-facher Standardabweichung vgl. Kapitel 4.2.2) zeigt ein Vergleich zwischen den beiden Phasen. Gegenübergestellt wurden die klassifizierten Ereignisse für den Zeitraum 1826 bis 2006 (EIP/MIP) und der Vergleichsperiode 1644 bis 1824 für ausgewählte Pegel am Lech. Beide Perioden umfassen 180 Jahre, vgl. Tabelle 4.4.

Die enorm gesteigerte Häufigkeit der klassifizierten EIP/MIP Ereignisse basiert auf einer stark verbesserten Datengrundlage. Zusätzlich fällt der Referenzzeitraum der deskriptiven Phase in das extrem hochwasserarme Maunder-Minimum. Die für die Referenzperiode beschriebene geringe Anzahl von HW1 zeigt zudem, in wie weit sich die verbesserte Datenlage auswirkt. Ein Großteil der HW1 lässt sich zeitlich der Schneeschmelze im Frühjahr und Frühsommer zuweisen. Diese Schneeschmelzhochwasser waren auch vor Beginn täglicher Aufzeichnungen eine jährlich auftretende Selbstverständlichkeit. Sie wurden letztendlich nur bei außergewöhnlicher Abflusshöhe niedergeschrieben.

**Tab. 4.4:** Gegenüberstellung der Hochwasserereignisse der Klassen 1 – 3 für die Periode 1644 – 1824 nach deskriptiven Quellen und Pegelmessangaben der EIP/MIP (1826 – 2006)

	1644 – 1824	1826 – 2006
HW Klasse 1	2	292
HW Klasse 2	35	72
HW Klasse 3	19	30

Für die in Kapitel 5 folgenden Auswertungsschritte wurden sämtliche HW1 der deskriptiven Phase inkludiert und für die EIP/MIP ausgeschlossen. Das Anheben des Argumentes, HW1 EIP mit einer Standardabweichung  $\geq 1,5$  anstatt einer einfachen Standardabweichung zu definieren, hat sich als nicht ausreichend erwiesen. Mit dieser Datenreduktion wird den unterschiedlichen Datengrundlagen begegnet und der Detektion schadensträchtiger bzw. in ihrer Jährlichkeit außergewöhnlicher Hochwasser weitgehend entsprochen (vgl. Kapitel 4.2.2).

Mit Erhebung der amtlichen Daten lassen sich statistische Hochwasserstände berechnen und ausweisen, die aufgrund eines stetig zunehmenden Hochwasserschutzes zu einer verminderten Anzahl von Schäden geführt haben. Hochwasser

Events der deskriptiven Phase, denen HW1 zugewiesen wurden, basieren hingegen ausschließlich auf schädlichen Ausuferungen. Für die in dieser Studie vorliegenden abschließenden Auswertungen und Analysen der Hochwassergeschichte werden somit modifizierte Zeitreihen herangezogen. Dieser verfahrenstechnische Ansatz beruht auf einer Vielzahl analysierter Möglichkeiten und gewährleistet einen möglichst hohen Grad an Homogenität.

## 4.4 Datenanalyse

In diesem Kapitel werden die angewandten Methoden und Verfahren zur Analyse der Hochwassergeschichte vorgestellt. Neben deskriptiv/qualitativen Verfahren wurde die Zeitreihe der Hochwassergeschichte quantitativen Analyseverfahren unterzogen.

### 4.4.1 Analyse der Zeitreihen

#### Gleitende Häufigkeit

Die graphische Darstellung der Hochwasserzeitreihen erfolgt in Form 31-jähriger gleitender Häufigkeiten. Dabei werden 31-jährige Zeitintervalle jeweils um ein Jahr verschoben. Die Zentraljahre in den Häufigkeitszeitreihen zeigen jeweils an, wie viele Hochwasserereignisse in den 15 vorhergehenden und den 15 nachfolgenden Jahren, gemittelt über 31 Jahre, stattgefunden haben. Dieses Verfahren bedingt auch das Endjahr 1995 für eine Vielzahl der dargestellten Zeitreihen. Davon abweichende Zeitreihenenden basieren auf Datengrundlagen, die nicht der IBT entspringen (Endjahr der ITB ist 2008). Schönwiese (2006) verweist darauf, dass die Methode der 31-jährigen gleitenden Mittel eine relativ schwache Filterwirkung mit sich bringt. Trotzdem entspricht dieses Vorgehen einem in der Klimatologie häufig angewandten Ansatz, der sich an 30-jährigen Klimanormalperioden orientiert (vgl. Glaser 2003b). Zwei Faktoren sprechen für die Wahl 31-jähriger Mittel: kürzere Zeitspannen würden zu einer Zunahme von Null-Häufigkeiten führen und die Auswahl größerer Perioden würde zu einer erhöhten Glättung der Daten führen (vgl. Jacobeit et al. 2003a,b). Problematisch wirkt sich diese Tiefpassfilterung auf Prüfverfahren zur Korrelation zwischen unterschiedlichen Zeitreihen aus.

Die Filterung von Zeitreihen (hier mittels 31-jähriger gleitender Mittel) führt zu ausgeprägter Autokorrelation innerhalb der Datenkollektive. Die Autokorrelation beschreibt dabei eine Korrelation der Funktion der Variablen mit sich selbst. Dies führt bei Zeitreihenanalysen dazu, dass Werte zeitverzögert mit sich selbst korrelieren (vgl. z. B. Brosius 2004). Dadurch wird der statistisch festgestellte Grad der Korrelation zwischen unterschiedlichen Zeitreihen durch die Autokorrelation überlagert. Die Signifikanzschätzung der Korrelation zwischen Zeitrei-

hen setzt aber jeweils eine Unabhängigkeit (keine signifikante Autokorrelation) der einzelnen Zeitreihen voraus. Demnach muss die jeweils Datensatz inhärente Autokorrelation im Rahmen einer Signifikanzschätzung der Korrelation zwischen zwei Zeitreihen berücksichtigt werden. Eine Möglichkeit besteht darin, den effektiven Stichprobenumfang zu berechnen. Nach einem Verfahren von Werner (2002) wurde für die korrelierten Zeitreihen die Persistenz im Sinne der Autokorrelation geschätzt. Unter Berücksichtigung der sog. effektiven Stichprobengröße können Korrelationen auf signifikante Zusammenhänge hin untersucht werden, die keiner Autokorrelation unterliegen. Die Reduktion der originalen Stichprobe auf eine effektive Stichprobe stellt zugleich ein verschärftes Signifikanzkriterium dar.

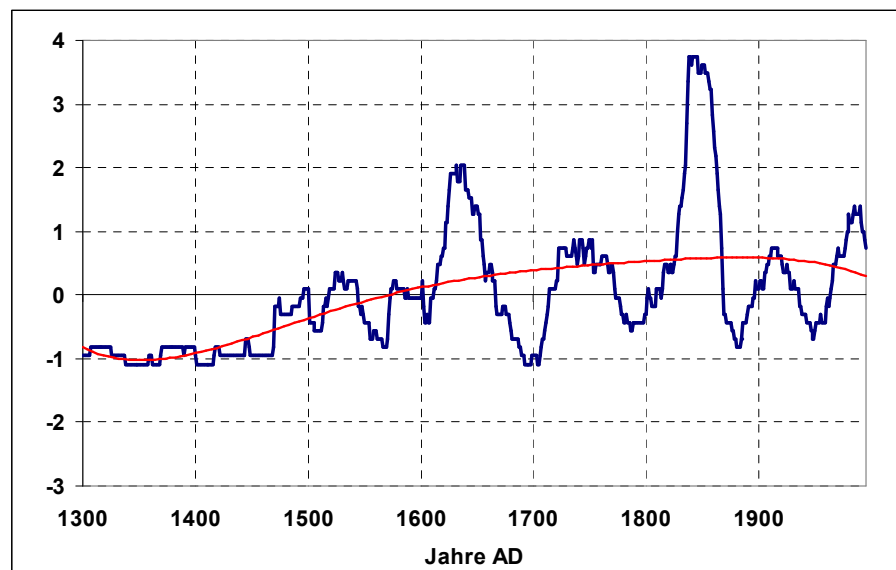
Das Prinzip der 31-jährigen gleitenden Mittel wird auch in Zusammenhang mit ausgewählten klimarelevanten Indizes und daraus resultierenden Zeitkoeffizienten angewendet (vgl. ab Kapitel 5.7).

### **Phasendefinition**

Auf Basis der generierten Zeitreihen (vgl. Kapitel 4.3.1) und der daraus berechneten 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenzen (s. oben) werden die zeitlichen Entwicklungen in hochwasserreiche und -arme Phasen differenziert. Diese Unterscheidung ist für vergleichende Gegenüberstellungen und eine qualitative Diskussion von Hochwasserfrequenzen innerhalb und außerhalb des BAV notwendig (vgl. Kapitel 5.4.3, 5.6). Die Differenzierung der unterschiedlichen Phasen innerhalb der Zeitreihen des BAV basiert jeweils auf der Trendlinie des Polynoms 5. Grades. Die Phasen definieren sich anhand der Schnittpunkte zwischen dem Graphen der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit und dem gewählten Polynom. Als hochwasserreich werden die Zeitabschnitte definiert, die sich auf der y-Achse oberhalb der Trendlinie befinden, als hochwasserarm die, die unterhalb der Trendlinie verlaufen. Eine zeitlich bedingte Inhomogenität der Fallzahlen hat zu diesem Verfahren geführt, das der Komplexität der Kurvenverläufe und der Modellation der einzelnen Phasen am Besten entspricht. Mit Hilfe des Polynomialfilters wird die Variabilität der Fallzahlen, die neben einer generell geringen Datendichte zu Beginn der Zeitreihen enorme Häufigkeit um das Jahr 1850 erreichen, berücksichtigt. Die extreme Zunahme der Hochwasseraktivität Mitte des 19. Jh.s ist für alle Einzugsgebiete gegeben und spiegelt sich dementsprechend auch in der Gesamtzeitreihe „BAV“ wider. Diese Phase extremer Hochwasserhäufigkeit stellt zugleich eine Übergangsphase zwischen den deskriptiven und instrumentellen Daten dar. Exemplarisch wurden weitere Verfahren zur Phasenbestimmung herangezogen. Methodische Ansätze unter Zuhilfenahme von Quantilen wie Mediane und Perzentile konnten keine zufriedenstellende Definition für die generierten Zeitreihen erzielen, die innerhalb des BAV eine Vergleichbarkeit gewährleisten konnten. In Abbildung 4.12 ist exemplarisch die standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz für den Lech inklusive Polynom 5. Grades dargestellt. Hochwasserreich ist beispielsweise der Zeitab-



schnitt zwischen den Jahren 1615 – 1665, der sich oberhalb der Trendlinie befindet. Als hochwasserarm ist der Zeitabschnitt 1666 – 1719 definiert (vgl. Abb. 4.12).



**Abb. 4.12:** Standardisierte 31-jährig gleitende Hochwasserhäufigkeit Lech (blaue Kurve), rote Kurve: Polynom 5. Grades

Insgesamt können für das dargestellte Beispiel 10 Phasen definiert werden, dabei werden die geringen Fallzahlen zu Beginn der Zeitreihe ebenfalls berücksichtigt. Exemplarisch werden die bestimmten Phasen ab Beginn des 17. Jh.s vorgestellt. In diesem Zeitabschnitt können insgesamt fünf hochwasserreiche und vier hochwasserarme Phasen differenziert werden:

- $PH6^{Lech}$  1615 – 1665
- $NQ6^{Lech}$  1666 – 1719
- $PH7^{Lech}$  1720 – 1770
- $NQ7^{Lech}$  1771 – 1824
- $PH8^{Lech}$  1825 – 1870
- $NQ8^{Lech}$  1871 – 1909
- $PH9^{Lech}$  1910 – 1920
- $NQ9^{Lech}$  1921 – 1969
- $PH10^{Lech}$  ab 1970

### Standardisierung

Ein Großteil der generierten Datenreihen und Indizes wurde mittels Z-Transformation standardisiert. Diese Standardisierung erlaubt einen direkten Vergleich der Hochwasserbedeutsamkeit anhand der graphisch dargestellten über- bzw. unterdurchschnittlichen Werte unabhängig von der absoluten Häufigkeit (vgl. Jacobeit et al. 2003a,b). Mit Blick auf die Hochwasserzeitreihen lassen

sich somit direkt über- bzw. unterdurchschnittliche hochwasserreiche Perioden verschiedener Gebiete mit unterschiedlichen absoluten Hochwasserhäufigkeiten anzeigen. Dieses Verfahren erleichtert räumliche Vergleiche.

### Statistische Prüfverfahren/Signifikanzanalysen

Die Zeitreihen der Hochwassergeschichte des BAV wurden anhand unterschiedlicher statistischer Prüfverfahren untersucht. Die gewählten Verfahren dienen der Detektion lang- wie kurzfristiger Veränderungen (Trends) innerhalb der untersuchten Zeitreihen sowie dem Nachweis signifikanter Ausprägungen. Mit Hilfe der gewählten t-Test-Analyse wird die Hochwassergeschichte des BAV hinsichtlich klimatischer Entwicklungen und deren Auswirkung auf die Hochwasserfrequenz untersucht. Grundlage für die t-Test-Analyse sind die Zeitreihen der 31-jährig gleitenden Hochwasserfrequenzen, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit als indirekte Klimazeiger verstanden werden. Zur Verifizierung übergeordneter Strukturen innerhalb der Zeitreihen, die auf Veränderungen innerhalb der atmosphärischen Rahmenbedingungen (Klimavariabilität) zurückgeführt werden, wird auf einen signifikanten Schwellenwert zurückgegriffen. Eine weitere Möglichkeit die zu Veränderungen übergeordneter Strukturen führen kann, liegt in möglicherweise inhomogenen Zeitreihen, ein Aspekt der im Rahmen historischer Untersuchungen nicht außer Acht gelassen werden darf.

### T-Test

Schönwiese (2006) empfiehlt für eine grundlegende quantitative Diskussion von Hochwasserzeitreihen eine t-Test Analyse. Dieses Prüfverfahren testet die Varianz zwischen zwei Stichprobenmittelwerten.

$$\hat{t} = \frac{|\bar{a} - \bar{b}| \sqrt{n}}{\sqrt{s_a^2 + s_b^2}} \quad (1)$$

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kommt eine modifizierte Variante der t-Testanalyse mit:  $s_a^2 \neq s_b^2$  und  $n_a = n_b$  zur Anwendung. Dabei wird auf ein  $\alpha$ -Level von 5% getestet, das nach Schönwiese (2006) ein „sehr signifikantes“ Niveau darstellt. Unter Zuhilfenahme der t-Testanalyse soll geklärt werden, ob der Unterschied zwischen den Mittelwerten signifikant ist. Die vorliegende modifizierte Variante vergleicht für ein gegebenes Jahr jeweils die mittlere Hochwasserhäufigkeit der 30 vorausgehenden und der 30 nachfolgenden Jahre, die als Stichproben betrachtet werden. Der kritische Wert der Prüfgröße liegt bei einem Signifikanzniveau von  $\alpha = 0,05$  bei 1,67. Glaser & Stangl (2003b) verweisen auf die Bruchstellen innerhalb der t-Testprüfgröße. Diese werden durch Prüfgrößen-

werte, die das kritische Signifikanzniveau überschreiten und deren Maxima eng zusammen- liegen, indiziert.

Für t-Testverfahren sollte allgemein berücksichtigt werden, dass FG (Freiheitsgrade)  $> 30$  ist. Damit ist gewährleistet, dass die t-Verteilung mit der Standardnormalverteilung gut übereinstimmt, da  $\sigma_t^2$  etwa 1 entspricht (vgl. Bahrenberg et al. 1999, Schönwiese 2006). Im Rahmen der vorliegenden Studie wird das Verfahren für  $FG = 29$  angewendet, die sich aus  $2n - 2 = 58$  FG berechnen. Die Empfehlung  $FG > 30$  wird analog der Arbeit von Glaser & Stangl (2003b) geringfügig unterschritten. Voraussetzung für dieses Verfahren ist die Normalverteilung der Variablen, die mittels des Kolmogorov-Smirnov Tests geprüft wurde.

Unter Anwendung der t-Testanalyse sollen signifikante Zusammenhänge zwischen übergeordneten Rahmenbedingungen wie der Schwankung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und der daraus resultierenden Wechselfolge von hochwasserreichen und hochwasserarmen Phasen für die Zeitreihen des BAV aufgedeckt werden. Anhand signifikanter Prüfgrößenwerte sollen die Zeitreihen quantitativ diskutiert werden. Die t-Test-Analyse ermöglicht ein objektives Auffinden übergeordneter Strukturen in den zugrundeliegenden Datensätzen (vgl. Glaser & Stangl 2003b). Sie indiziert Schwachstellen innerhalb der Zeitreihen, die in zweierlei Hinsicht interpretiert werden können. Unter der Annahme homogener Datensätze (im Allgemeinen ab 1500) kann das Überschreiten des Signifikanzniveaus Veränderungen übergeordneter Strukturen offenlegen. Übergeordnete Strukturen können beispielsweise Veränderungen der natürlichen Klimavariabilität anzeigen, die sich wiederum in interne und externe Schwankungen differenzieren lassen. Dazu lassen sich typinterne Variationen hochwasserbegleitender Zirkulationsmuster oder veränderte Forcingfaktoren wie Sonnenfleckenaktivität, Vulkanismus, NAO oder die Atlantische Multidekadische Oszillation (AMO) zählen. Eine weitere Möglichkeit der Interpretation betrifft mögliche Inhomogenitäten innerhalb der Datenreihen. Die Datengrundlage für die t-Testanalyse bilden bis 1826 deskriptive Daten, die letztendlich ohne Gewähr auf Vollständigkeit sind, d.h. die berechneten statistischen Umkehrpunkte können auch auf Datenfehler innerhalb der Zeitreihen verweisen. Wird das Signifikanzniveau für einen längeren Zeitraum überschritten, kann dies als Indikator für inhomogene, gestörte klimatische Verhältnisse herangezogen werden, die über längere Zeiträume andauern können. Im Gegensatz zu den Prüfgrößen, die das Signifikanzniveau übersteigen, stellen geringe Prüfgrößen, auch über längere Zeiträume hinweg, keinen statistischen Rückschluss für gleichbleibende Strukturen bzw. klimatische Rahmenbedingungen und Verhältnisse dar. Diese Prüfgrößen können aber diese Annahme implizieren.

### **Mann-Kendall-Trendtest**

Der Mann-Kendall-Trendtest wurde zur Quantifizierung des Trendverhaltens jährlicher bzw. jahreszeitlicher Hochwasserereignisse herangezogen. Dieser Test

stellt ein flexibles Verfahren dar, das keine Normalverteilung voraussetzt. Er bewertet ausschließlich ein relatives Ansteigen oder Abfallen der Werte über die Zeit (vgl. Schönwiese 2006).

### **U-Test nach Mann/Whitney**

Auf Basis einer täglichen Datengrundlage, die ab 1850 zur Verfügung steht, wurden hochwassergekoppelte Luftdruckmuster klassifiziert. Ab 1850 liegen zusätzlich Daten der Klimakenngrößen Niederschlag und Temperatur in täglicher Auflösung vor (vgl. Jacobeit 2009). In diesem Zusammenhang wurden die klima- und zirkulationsrelevanten Parameter Temperatur, Niederschlag und Intensität hinsichtlich signifikanter Anomalien, unter Zuhilfenahme des U-Tests nach Mann/Whitney, untersucht (vgl. Kapitel 5.10). Für Stichprobenumfänge  $< 30$ , die für die ausgewiesenen Strömungsmuster gegeben sind, lässt sich der U-Test analog dem t-Testprüfverfahren anwenden (vgl. Bahrenberg et al. 1999).

### **4.4.2 Subjektive Rekonstruktion historischer Witterungsfälle**

Die eingeschränkte Datengrundlage vor dem 20. Jh. erschwert die Rekonstruktion historischer Wetterlagen. Der Arbeitsgruppe um Luterbacher et al. (2002a) ist es gelungen, die Kenngröße Luftdruck von 1500 – 1999 in saisonaler und ab 1659 in monatlicher Auflösung zu rekonstruieren (vgl. Kapitel 4.1.4). Aber aufgrund der zeitlichen Auflösung kann eine Analyse der Zirkulationsdynamik nur unter den Prämissen der Flood Hydroclimatology stattfinden (vgl. Kapitel 4.4.3). Eine Rekonstruktion direkt Hochwasser auslösender synoptischer Verhältnisse ist nur durch subjektive Interpretation möglich.

Für die subjektive Interpretation wurden raumzeitliche Kriterien herangezogen, die sich in Form von Schadensverteilungsclustern visualisieren lassen. Einen weiteren Parameter der subjektiven Interpretation bilden die deskriptiven Angaben der historischen Quellen. Neben den historischen Informationsquellen werden rezente Analogfälle und deren räumliche Luftdruck- und (soweit verfügbar) Niederschlagsverteilung für die subjektive Beurteilung hinzugezogen. Auf Grundlage dieser unterschiedlichen Parameter lassen sich, in Abhängigkeit der historischen Datenlagen, Hochwasser auslösende synoptische Konfigurationen rekonstruieren. Vor dem 16. Jh. stellt dieses Verfahren die einzige Möglichkeit dar, Informationen über atmosphärisch synoptische Zustände zur Hochwasserentstehung zu gewinnen. In Kapitel 5.3 wird die subjektive Interpretation historischer Wetterlagen exemplarisch an ausgewählten Beispielen besprochen und visualisiert.

Ab 1850 ist die subjektive Interpretation stark eingeschränkt, mit dem Jahr 1850 endet die chronikale Aufzeichnung der Witterungsgeschichte Mitteleuropas von Weikinn (1958 – 1960). Damit entfällt weitgehend der Bezugsrahmen für eine

subjektive Interpretation der atmosphärischen Zirkulation Mitteleuropas anhand von Hochwasserschadensdistributionen. Diese veränderte Datenlage lässt sich teilweise durch die rekonstruierten SLP-Luftdruckfelder des EMULATE Projektes kompensieren, die ab 1850 in täglicher Auflösung vorliegen (vgl. Ansell et al. 2006). Trotz täglicher Auflösung unterliegen die EMULATE Daten einer limitierenden räumlichen Auflösung, die eine synoptische Analyse mesoskaliger Störungen teilweise verhindert. Ab 1948 stehen die Daten der NCEP/NCAR Reanalysis 1 (vgl. Kalnay et al. 2006) zur Verfügung. Die NCEP/NCAR Daten sind für unterschiedliche Luftdruckniveaus verfügbar. Besonders im Falle meridionaler Wetterlagen ist das 500 hPa Niveau für die synoptische Genese niederschlagsintensiver Störungen aussagekräftig.

### **Witterungsanalogfälle**

Für eine bessere Interpretierbarkeit historischer Hochwasserereignisse wurden rezente Analogfälle analysiert. Diese Analogfälle wurden für die subjektive Rekonstruktion Hochwasser auslösender Störungen vergleichend herangezogen. Den ausgewählten Analogfällen wurden neben vorliegenden Niederschlagsfeldern zusätzlich Luftdruckverhältnisse gegenübergestellt. Für die Analogfälle 1910 und 1940 sind die Panels täglicher Luftdruckverteilung nach den EMULATE Daten wie folgt organisiert (vgl. Abb. 4.13 und 4.15): der Ereignistag (= event day) befindet sich jeweils rechts unten, es folgen in chronologischer Reihenfolge die vorhergehenden sieben Tage. Der erste Tag der synoptischen Entwicklung befindet sich links oben (= event-7).

Der Analogfall 2005 wurde bereits in Kapitel 3 als Beispiel für eine Wetterlage Vb dargestellt.

### **Hochwasser 1910**

Das Hochwasserereignis des Jahres 1910 zählt an Lech und Iller mit zu den extremsten Ereignissen des 20. Jh.s (ausführlich dazu Mayr 1912). Neben dem bayerischen Alpenvorland waren auch Teile Österreichs und der Schweiz von dieser Katastrophe betroffen (vgl. Pfister 1999). Innerhalb des Untersuchungsraumes kann ein Ost-Westgradient aufgezeigt werden. Für den östlichen Teilraum mit Isar, Inn und Salzach gibt es nur geringe Pegelreaktionen. Eine Kombination von vorhergehender Bodensättigung, starken Niederschlägen und hoher Schneeschmelze in den Hochlagen der betroffenen Einzugsgebiete führte zu enormen Abflusswerten. Am Beispiel des Lechs lässt sich das Ereignis von 1910 quantifizieren. In Tabelle 4.5 sind die damals ermittelten Abflusswerte dargestellt.

**Tab. 4.5:** Abflussdaten Lech Hochwasser 1910 (Mayr 1912)

Füssen	915 m <sup>3</sup> /sec
Lechbruck	1050 m <sup>3</sup> /sec (nach Halblechzufluss)
Landsberg	1080 m <sup>3</sup> /sec
Augsburg	1200 m <sup>3</sup> /sec
Ellgau	1250 m <sup>3</sup> /sec (nach Wertachzufluss)

Neue Berechnungen für Landsberg (Pegel Karolinenwehr) ergeben einen Abfluss von 1400 bis 1500 m<sup>3</sup>/sec (vgl. LfW Bayern). Interpoliert man die neu berechneten Abflusswerte für Augsburg, dann stellt das Ereignis von 1910 am Lechpegel Hochablass bzw. Haunstetten das gegenwärtige HHQ dar. In diesem Zusammenhang wird auf generelle Zweifel bezüglich der Zuverlässigkeit historischer Durchflusswerte verwiesen, die bei Pohl (2007) diskutiert werden.

### Synoptik

Dem Panel der täglichen SLP-Luftdruckverteilung (Ereignistag ist der 16.06.1910) kann man ab dem 12.06. (vgl. Abbildung 4.13, event-4) eine Störung im nördlichen Mittelmeerraum entnehmen, die sich bis zum 14.06. (event-2) verfolgen lässt. Die räumliche Orientierung legt eine Zyklonenese über dem nördlichen Mittelmeerraum nahe. Nach dem 14.06. lassen sich die EMULATE SLP-Luftdruckdaten nicht mehr im Sinne einer hochwasserrelevanten Störung interpretieren. Als Auslöser für die Zyklonenese kann eine Nordwestlage mit einem Hochdruckgebiet über dem Atlantik und einem Tiefdruckgebiet über den Britischen Inseln bzw. dem nördlichen Europa (event-6 bis event-3) interpretiert werden (vgl. Abb. 4.13).

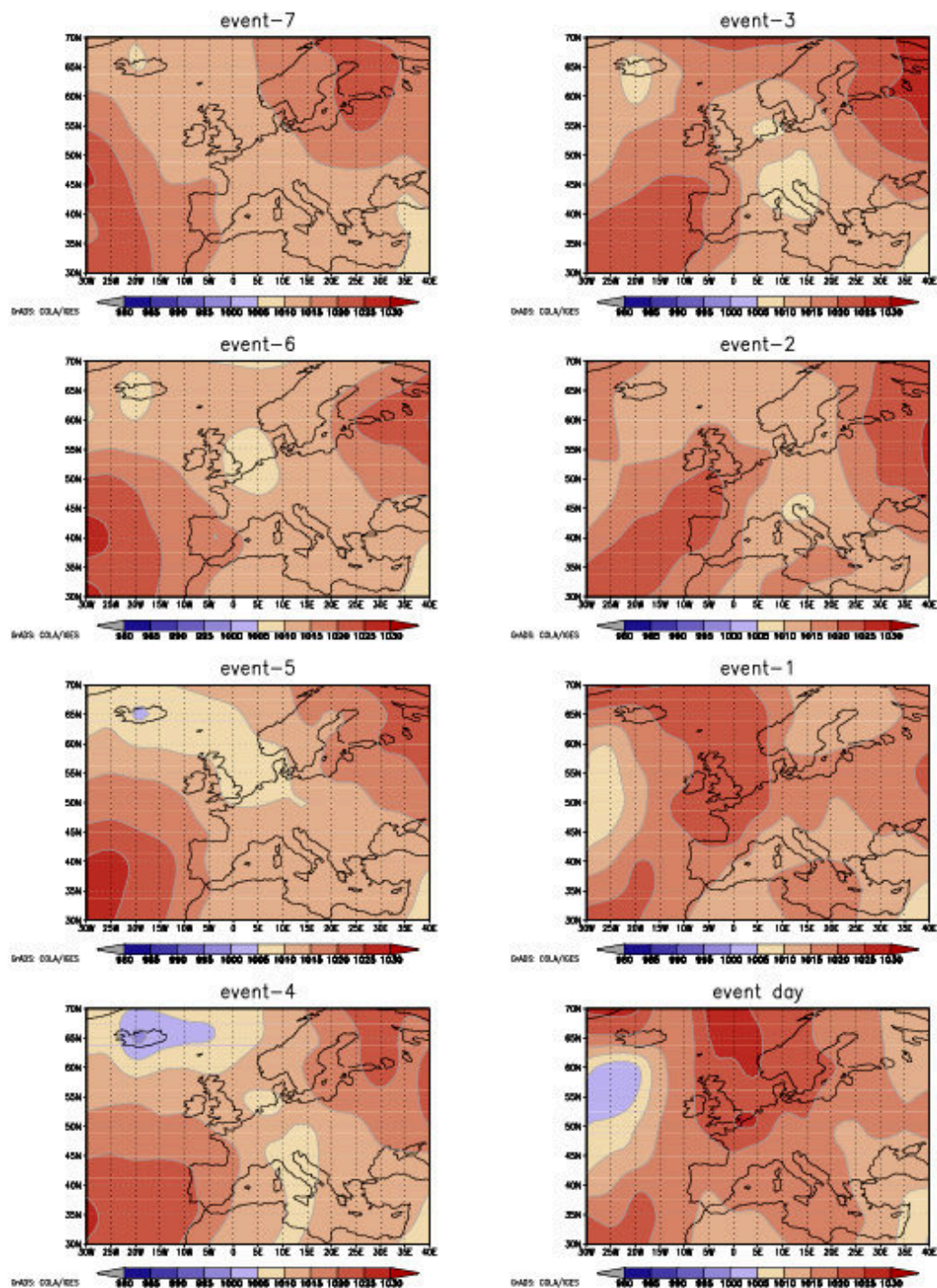
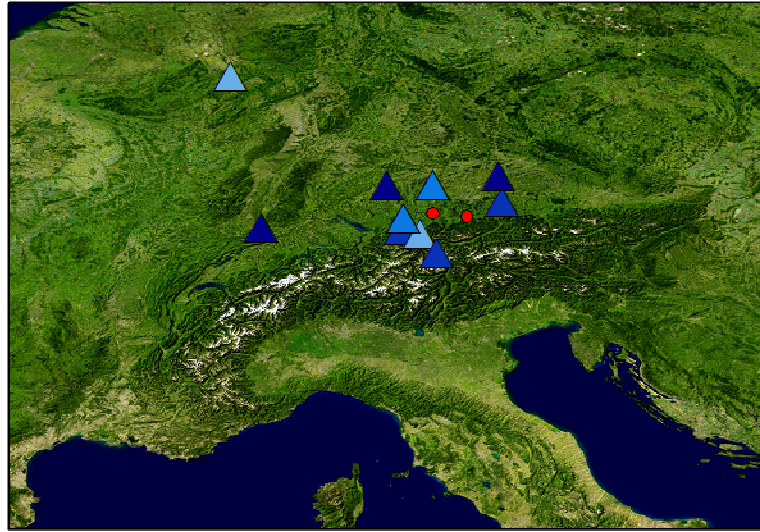


Abb. 4.13: SLP-Luftdruckverteilung Europa 09.06. – 16.06.1910 (nach Ansell et al. 2006)

Unter Berücksichtigung der Hochwasserverteilung in Abbildung 4.14 zeigt sich innerhalb des BAV ein Niederschlagsmuster, das als Typus „westliches Untersuchungsgebiet“ definiert wurde (vgl. Kapitel 3.3.1).





**Abb. 4.14:** Hochwasserverteilungsbild 13. – 16.06.1910

### Hochwasser 1940

Ende Mai 1940 wird der Ostalpenraum von einem hydrologischen Extremereignis heimgesucht. Innerhalb des BAV kommt es im Einzugsgebiet der Isar zwischen dem 29. bis 31. Mai zu einem Niederschlagsmaximum von über 300 mm Wassersäule (vgl. Abb. 4.15). Die Niederschlagsverteilung ist charakteristisch für eine atmosphärische Störung, die einer Vb Zugbahn folgt. Das Ereignis von 1940 wird mit seiner Genese, seiner Dauer und der Niederschlagsverteilung mit dem Ereignis des Mai 1999 verglichen (vgl. LfW Bayern 2003).

### Synoptik

Der Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.16 ist das Panel der SLP-Luftdruckverteilung nach EMULATE Daten gegenübergestellt (vgl. Abbildung 4.15). Als Ereignistag wurde der 31. Mai 1940 mit Hochwasserständen an Iller, Lech, Wertach und Inn verzeichnet. Eine mesoskalige Störung kann nur für den 30.05.1940 (=event-1) angezeigt werden.



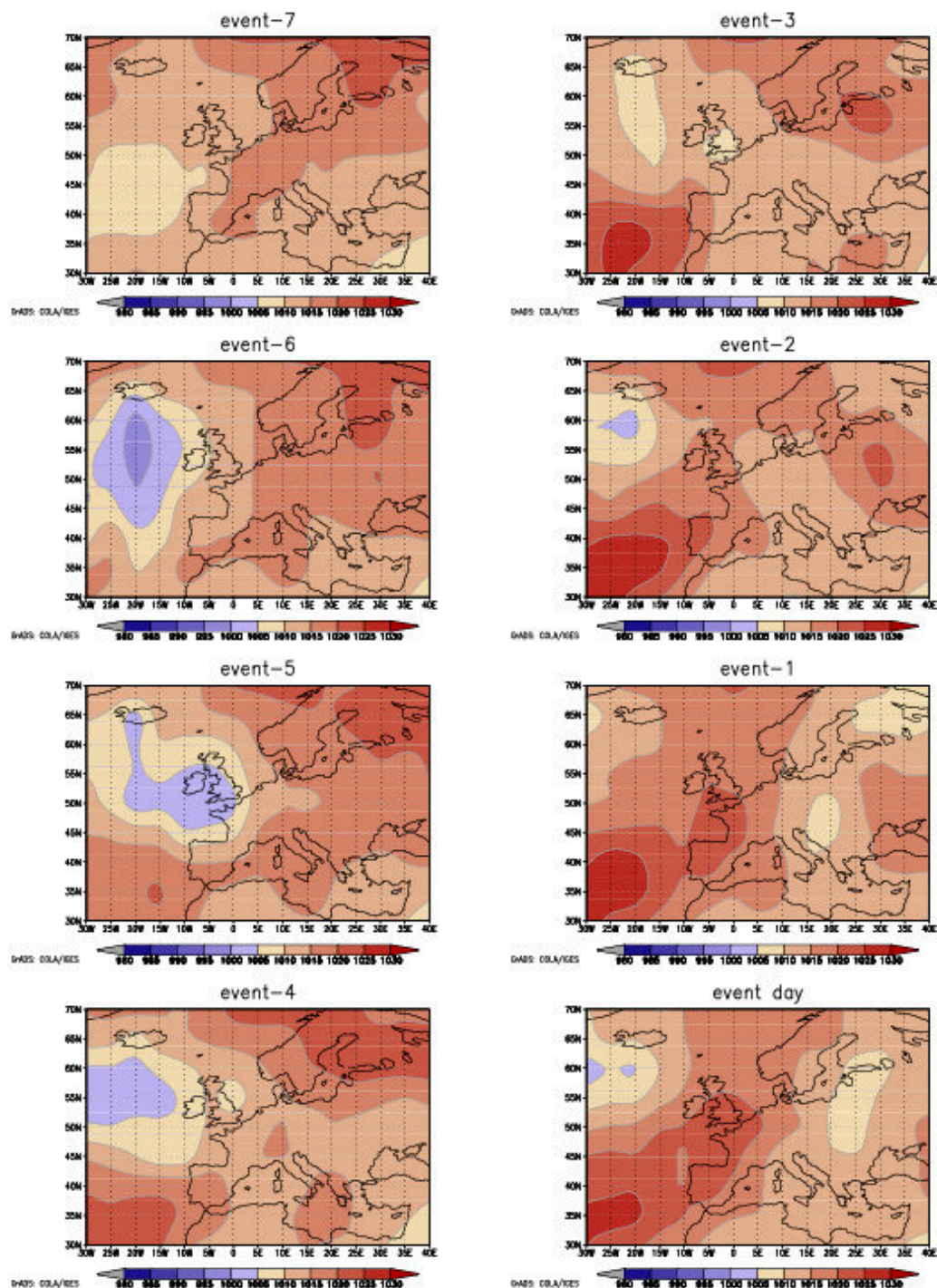
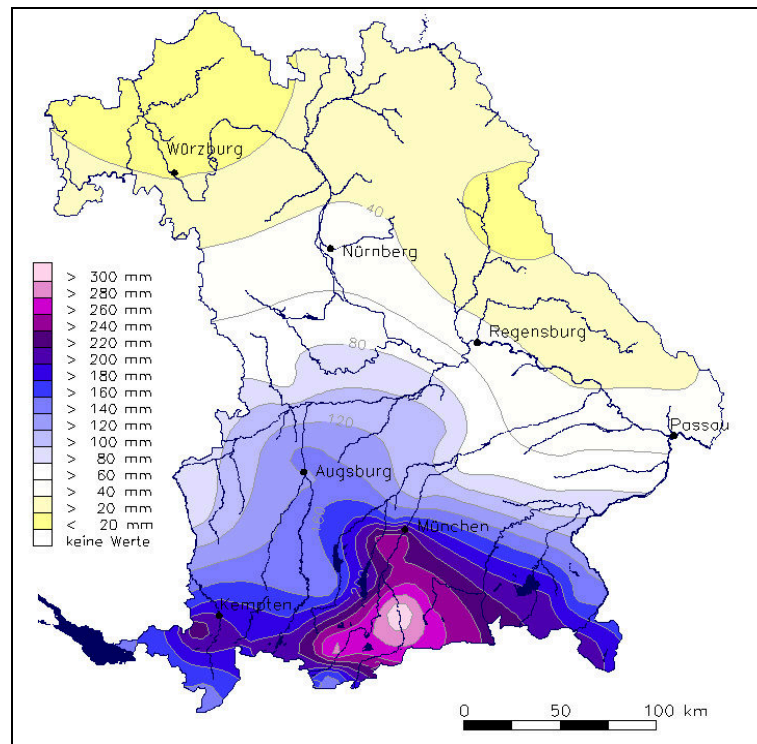


Abb. 4.15: SLP-Luftdruckverteilung Europa 24.05. - 31.05.1940 (nach Ansell et al. 2006)

Innerhalb der IBT sind 49 relevante Quellenangaben belegt. Die raumzeitliche Verteilung der Datenbankeinträge unterstreicht die Interpretation einer Vb Wetterlage. Abbildung 4.16 ist inhaltlich aufgrund territorialer Abgrenzung auf das Bundesland Bayern limitiert. Eine gedankliche Interpolation der Isohyeten indiziert, dass weitere Teile des Ostalpenraums durch dieses Ereignis in Mitleidenchaft gezogen wurden. Dieses Ereignis hat alle Flussläufe, respektive die erho-

benen Pegelstellen der außeralpinen Flussbereiche, mindestens mit einem Hochwasser der Klasse 2 (vgl. Kapitel 4.2.2) betroffen.



**Abb. 4.16:** Niederschlagssummen in Bayern 29. – 31. Mai 1940 (LfW Bayern 2003)

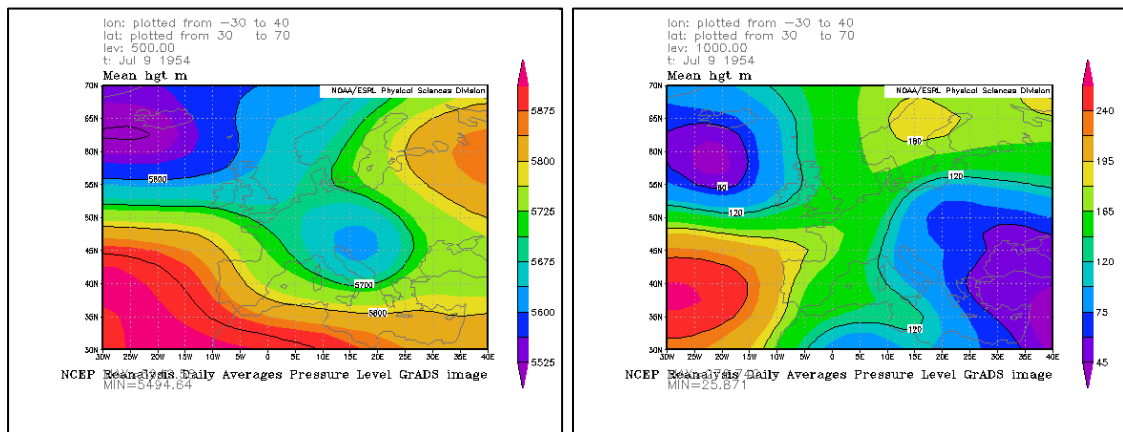
Die räumliche Verteilung der Niederschläge zeigt innerhalb des BAV ein zentrales Muster.

### Hochwasser 1954

Der Ostalpenraum wird in der ersten Julihälfte von einem hydrologischen Extremereignis heimgesucht. In der IBT sind für den Zeitraum 01.07. – 15.07. 75 Einträge aufgeführt, die mit diesem Ereignis in Verbindung gebracht werden können. In Passau kommt es statistisch zu einem Jahrhunderthochwasser (vgl. WWA Passau 2004).

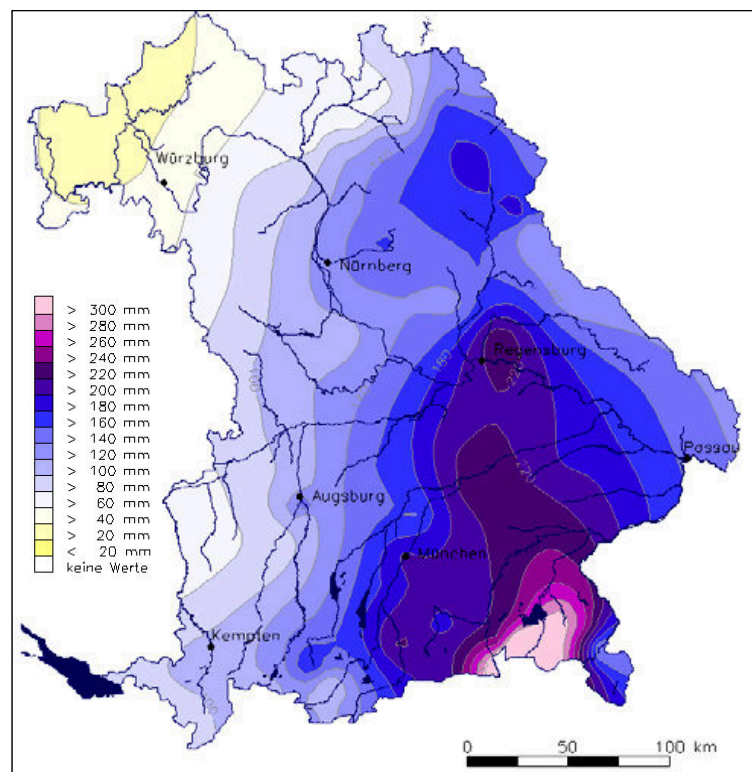
Zu Beginn des Monats kommt es zu einer ersten Vb-Wetterlage, die für erhöhte Abflüsse und Vorsättigung im Einzugsgebiet der Donau und ihrer Nebenflüsse führt. Am 7. Juli folgen lang andauernde starke Niederschläge mit Schwerpunkt im südbayerischen Donauegebiet. Innerhalb von 96 Stunden (07. – 11.07. 1954) werden Niederschlagssummen von 400 mm im Chiemseegebiet und bis zu 488 mm im Priental aufgezeichnet. Nördlich der Donau im Naben- sowie Regengebiet sind immerhin noch Niederschlagswerte von 200 mm aufgezeichnet worden. In Abbildung 4.17 sind die Strömungskonfigurationen des 09.07.1954 für das 500 mb und das 1000 mb Niveau dargestellt. Die Zirkulationsmuster nach NCEP/NCAR Daten folgen einer Farbskala von rot (hoher Druck) über grün zu

violett (niedriger Druck). Der Luftdruckkonfiguration des 500 mb Niveaus kann eine ausgeprägte Trogwetterlage mit Tiefdruckzentrum über dem Ostalpenraum entnommen werden (s. blau-grüne Signatur in Abbildung 4.17, rechte Seite), der Plot für das 1000 mb Niveau ist von einem sommerlichen Monsuntief überlagert.



**Abb. 4.17:** Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 09.07.1954, linke Seite 500 mb, rechte Seite 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)

Ausgelöst wurden die Extremniederschläge durch eine Nordwest-Lage, die kalte, feuchte Luft gegen die Alpen führte, und ein gleichzeitig aktives Mittelmeertief, das feuchtwarme Luftmassen über die Ostalpen in den oberösterreichischen- sowie südbayerischen Raum führte (vgl. Kern 1971, Wetzstein 2002).



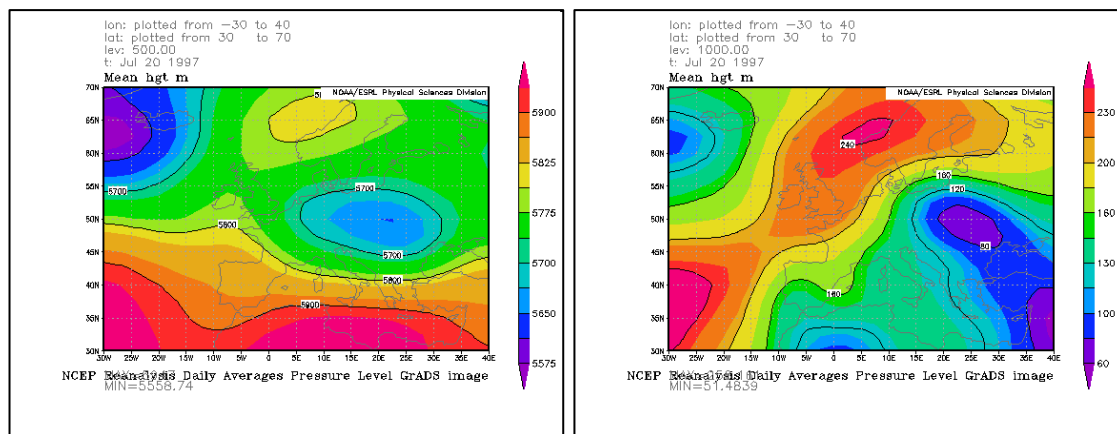
**Abb. 4.18:** Niederschlagssummen in Bayern 07. – 11. Juli 1954 (LfW Bayern 2003)



Das Tiefdruckzentrum liegt über dem Ostalpenraum und folgt im weiteren zeitlichen Verlauf einer Zugbahn Vb. Die räumliche Verteilung der Niederschläge zeigt innerhalb des BAV ein Muster mit östlicher Komponente (vgl. Abbildung 4.18).

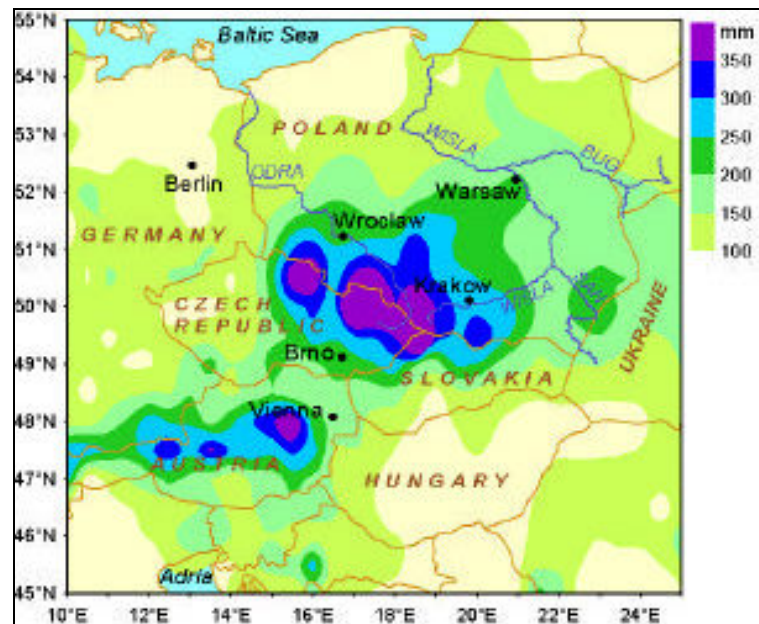
### Oderhochwasser 1997

Dieses Hochwasser mit Schadensschwerpunkten in Polen und Tschechien führt innerhalb des BAV nur zu moderaten Pegelreaktionen. Das räumliche Muster der Niederschlagsverteilung zeigt eine starke östliche Prägung, die Abbildung 4.20 entnommen werden kann. Allgemein zählt die Hochwasserkatastrophe von 1997 mit zu den schadensreichsten Ereignissen der jüngeren Vergangenheit in Mitteleuropa. Als synoptischer Auslöser lässt sich zum wiederholten Male eine Vb Wetterlage indizieren (vgl. u. a. Internationale Kommission zum Schutz der Oder gegen Verunreinigung 1999, Grünewald 2002). Das entsprechende Tiefdruckzentrum für das 500 mb Niveau ist in Abbildung 4.19 (linke Seite) dargestellt.



**Abb. 4.19:** Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 20.07.1997, linke Seite 500 mb, rechte Seite 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)

Aufgrund der weit nach Osten ausgreifenden Zyklonenzugbahn kommt es auf der Alpennordseite nur zu geringen Stauwirkungen, an den Beskiden und dem Altvaergebirge hingegen kommt es zu ausgeprägten Stauwirkungen, die in ergiebigem Niederschlag resultieren. Vgl. dazu den 1000 mb Plot (Abbildung 4.19, rechte Seite) und die Niederschlagsverteilung (Abbildung 4.20).

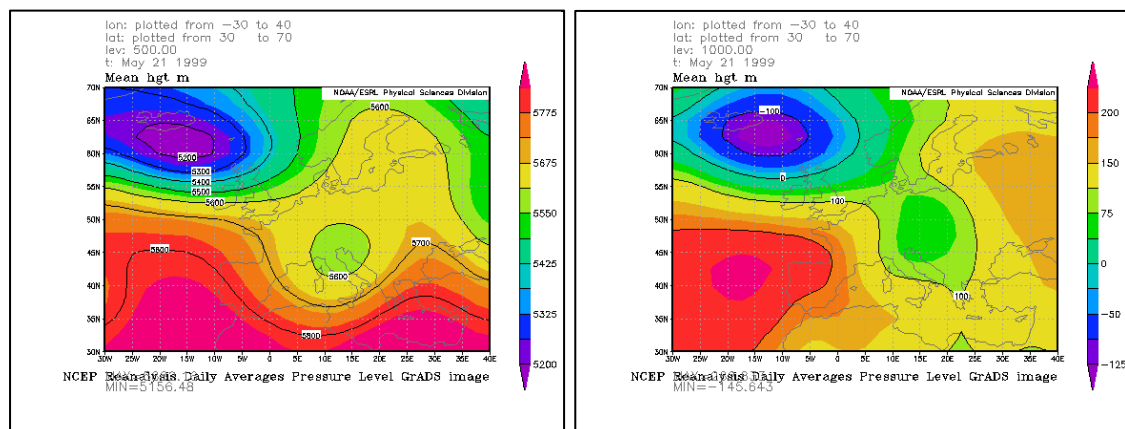


**Abb. 4.20:** Niederschlagsverteilung zum Oderhochwasser 1997 (Rudolf & Simmer 2002)

Dieser Analogfall betrifft das BAV im Juli 1997 nur in geringem Maße. Für die Rekonstruktion historischer Witterungslagen kommt diesem Beispiel aber eine gesteigerte Bedeutung zu. Mehrfach können Hochwasser im BAV mittels subjektiver Interpretation mit ähnlichen Schadensdistributionen für das nordöstliche Europa in Verbindung gebracht werden. Atmosphärische Störungen, die einer weit östlich gelegenen Zugbahn folgen, können hochwasserwirksam bis in das BAV ausgreifen.

### Pfingsthochwasser 1999

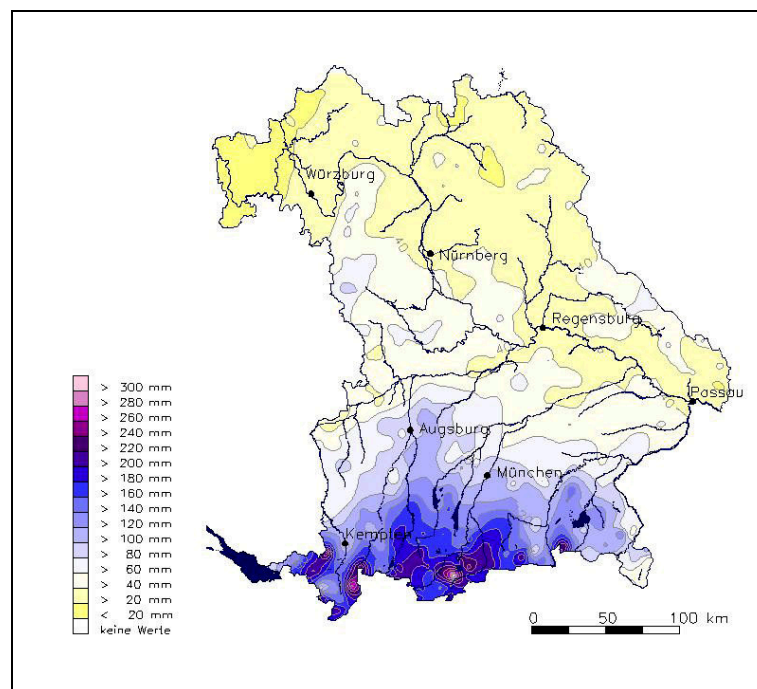
Das Pfingsthochwasser 1999 zählt innerhalb des BAV zu den abflussstärksten jemals gemessenen Ereignissen.



**Abb. 4.21:** Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 21.05.1999, linke Seite 500 mb, rechte Seite 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)

An der Pegelmessstelle Sonthofen/Iller wurde beispielsweise ein HQ 300, an der Mündung Lech/Donau ein HQ 100 dokumentiert. Während des Pfingsthochwassers 1999 kam der Schneeschmelze eine tragende Rolle zu wie in Kapitel 3.1.2 dargestellt (vgl. u. a. LfW Bayern 2003, Bundesamt für Wasser und Geologie Schweiz 2000a,b, Wetzstein 2002). In Abbildung 4.21 sind die Strömungskonfigurationen für das 500 mb und das 1000 mb Niveau am 21.05.1999 wiedergegeben.

Am 20.05. wurden durch ein Hochdruckgebiet über dem östlichen Atlantik feuchtkühle Luftmassen nach Mitteleuropa geführt, über Süddeutschland und dem westlichen Mittelmeer lag ein ausgeprägter Höhentrog, der zu Zyklogenese über Oberitalien geführt hatte.

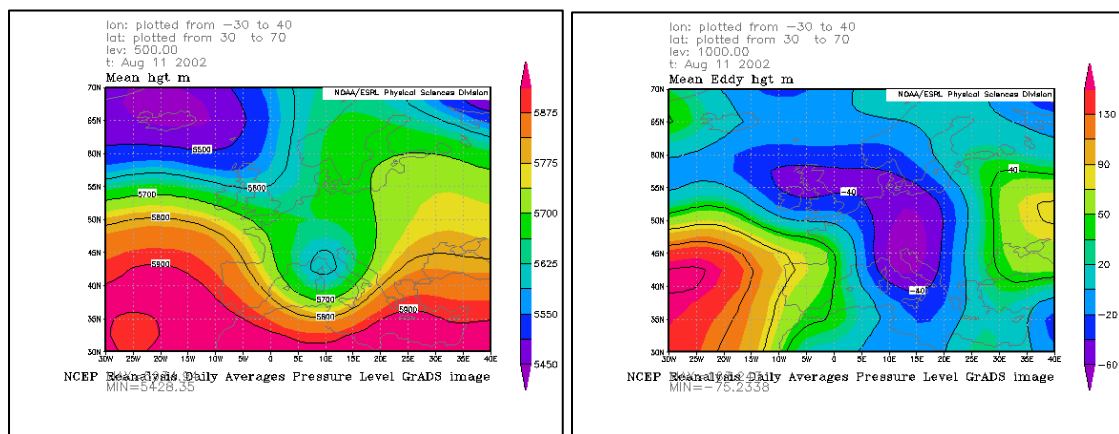


**Abb. 4.22:** 72-stündige Niederschlagssumme vom 20. – 22.05.1999 (Bayer. LFU 2007)

Für die anhaltenden Dauerniederschläge lässt sich die Etablierung einer Tiefdruckrinne von der Adria bis in den Nordosten Deutschlands konstatieren (vgl. z. B. LfW Bayern 2003). Feucht warme Luft aus der Balkanregion wurde so in den nördlichen Alpenraum und über die Rückseite des Bodentiefs gegen die Alpen geführt. Analog zu den vorhergehenden Witterungsfällen lässt sich wiederum eine Mittelmeerzyklone indizieren. Die Lage der Tiefdruckzentren für die unterschiedlichen Druckniveaus (vgl. Abbildung 4.20) erklärt auch im Vergleich mit dem Hochwasser 1997 (vgl. Abbildung 4.19) das zentrale Muster der Niederschlagsverteilung für das BAV. Der östliche Teilbereich des Untersuchungsraumes ist von relativ geringen Niederschlagssummen betroffen, wie Abbildung 4.22 entnommen werden kann.

### Elbe- Donauhochwasser 2002

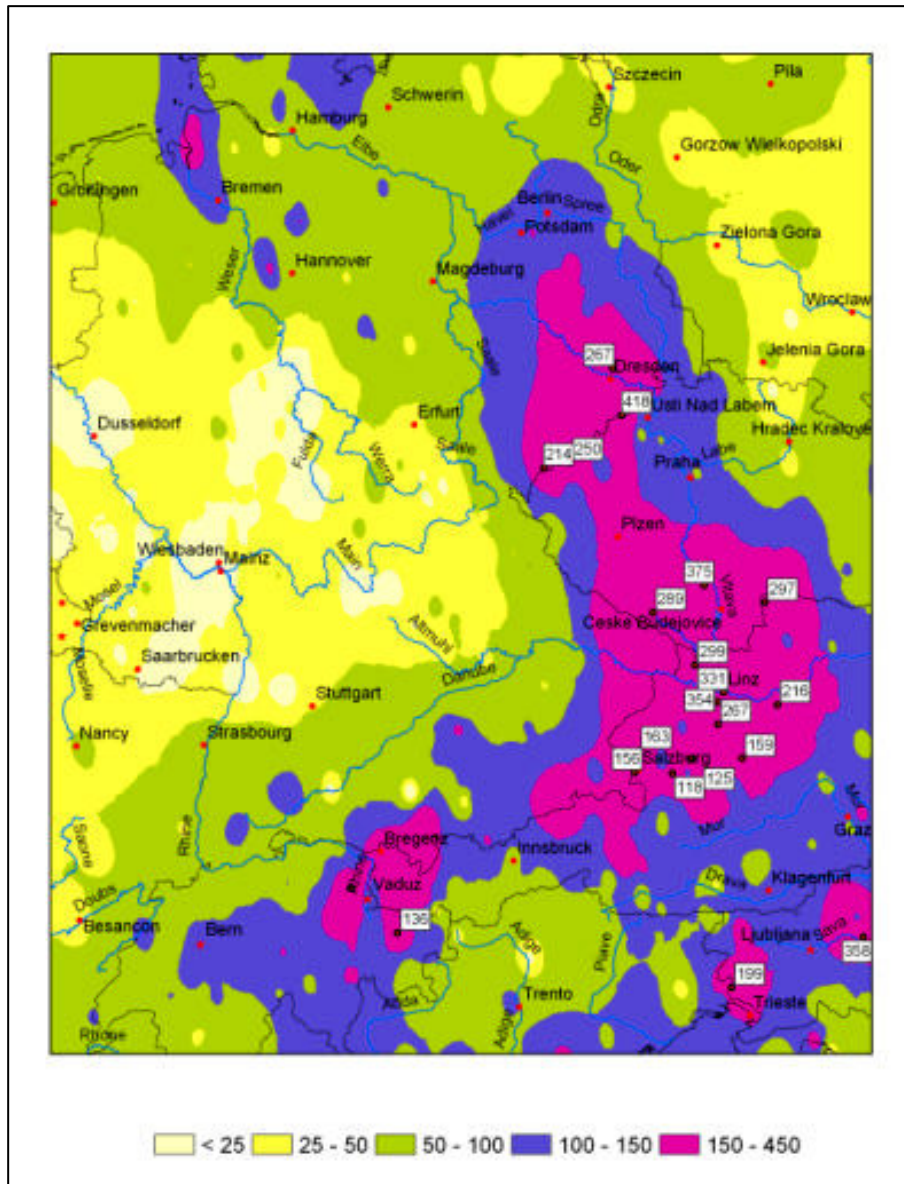
Eine weitere Variante atmosphärischer Störungen, die einer Zugbahn Vb folgen, stellt der Analogfall 2002 dar. Die Zyklogenese geschieht bereits vorab, ein Cut-Off-Low über den Britischen Inseln folgt einer sog. Va Zugbahn in den nördlichen Mittelmeerraum. Eine Tiefdruckzelle zieht vom 06. – 07. August in den nordadriatischen Raum. Anschließend verlagert sich diese Zelle in Richtung Nord-Ost. Während das Tief in Richtung Schwarzmeer abzieht, beginnt ein Höhentrog, von Island ausgehend, in Richtung Südosten auszugreifen. Zwischen dem 09. und 10. August wird ein hochwirksames Cut-Off-Low abgeschnürt. Dieses Cut-Off-Low zieht bis 11. August in den zentral- nördlichen Mittelmeerraum. Dort werden große Mengen Feuchtigkeit aus den warmen Meeresoberflächen aufgenommen. Dadurch wird der bodennahe Kerndruck (weiter) erniedrigt. Feuchtwarme Luft wird dabei an der Ostflanke des Tiefs nach Norden transportiert. Diese Feuchtwarme Luft trifft über dem südlichen Mitteleuropa auf kältere - an der Rückseite des Tiefs gegen die Alpen geführte - Luft und gleitet auf (vgl. Kapitel 3.3.1, Philipp & Jacob 2003, LfU Bayern 2002, Bundesanstalt für Gewässerkunde 2002, DWD 2002a,b,c,d,e). In Abbildung 4.23 ist die Strömungskonfiguration für den 11.08.2002 dargestellt. Das 500 mb Niveau zeigt einen Trog mit Tiefdruckzentrum über Oberitalien.



**Abb. 4.23:** Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 11.08.2002, linke Seite 500 mb, rechte Seite 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)

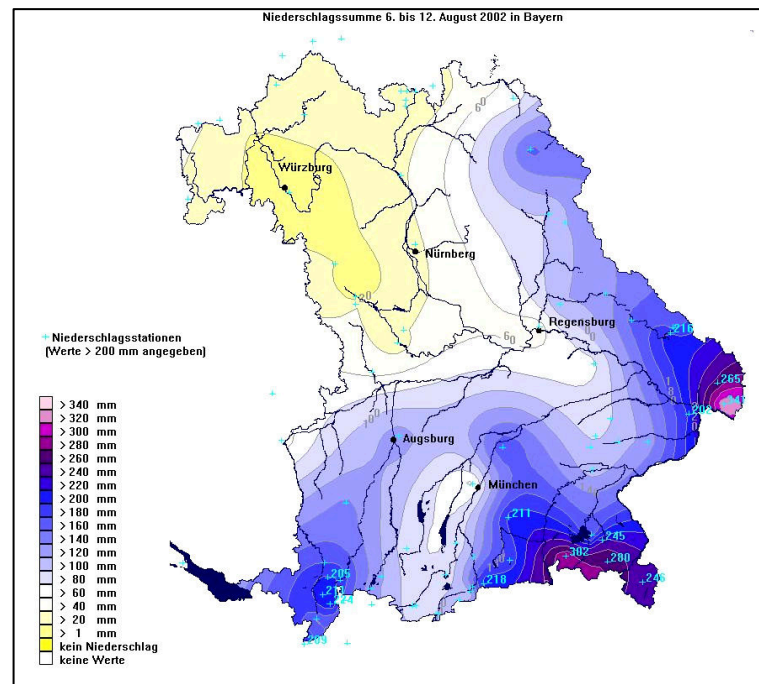
In Abbildung 4.24 ist die akkumulierte Niederschlagsverteilung für den europäischen Raum vom 01. – 13. August 2002 dargestellt. Anhand der Niederschlagsverteilung im zentraleuropäischen Raum lässt sich eine Zugbahn Vb konstatieren. Hohe Niederschlagssummen (zw. 100 und 450 mm) wurden von der Alpensüdseite bis Berlin aufgezeichnet. Besonders stark war der östliche Teil des BAV betroffen, diese räumlich spezifizierte Niederschlagsverteilung kann Abbildung 4.25 detailliert entnommen werden.





**Abb. 4.24:** Verteilung der über 12 Tage akkumulierten Niederschlagshöhen für die Zeitspanne 01. – 13.08.2002. Farbflächen Niederschlagshöhe in mm, Zahlenangaben in Prozent der normalen Augustniederschläge (Rudolf & Simmer 2002)





**Abb. 4.25:** Akkumulierte Niederschlagshöhen vom 6. bis 12. August 2002 (LfW Bayern 2002)

Zusammenfassend lassen sich die für das BAV besonders hochwasserrelevante Vb Wetterlagen hinsichtlich der Niederschlagsverteilung in drei räumliche Muster differenzieren. Es kann zwischen den Niederschlagsmustern „West“, „Zentral“ und „Ost“ unterschieden werden. Alle vorgestellten großen Hochwasserereignisse mit Raumrelevanz für das BAV seit dem Jahr 1910 wurden durch atmosphärische Störungen aus dem Mittelmeerraum ausgelöst, die Zyklonenzugbahnen Vb gefolgt sind.

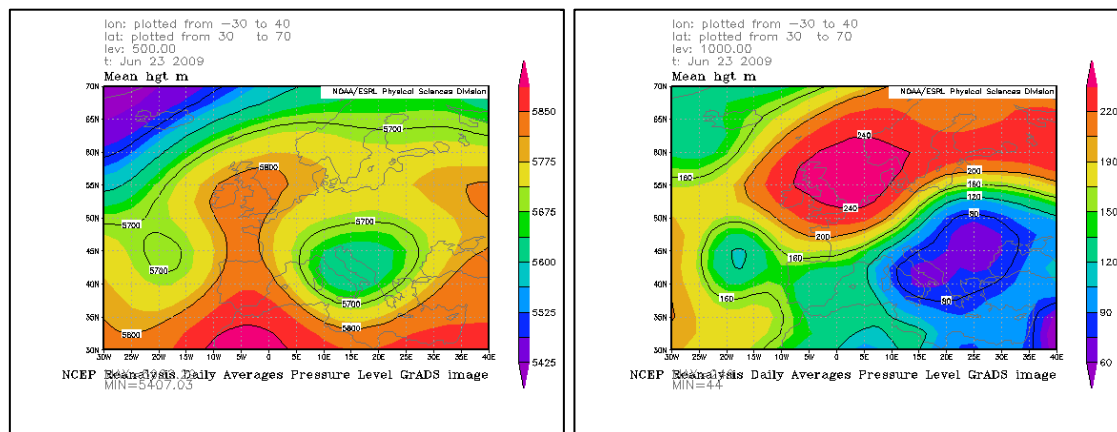
### Balkantief Juni 2009

Für den Analogfall von 1999 wurde bereits auf eine Strömungskonfiguration mit einer synoptischen Komponente „Balkanraum“ hingewiesen. Generell können auch sog. Balkantiefs für ergiebige Niederschläge im BAV sorgen, dazu ein rezentes Beispiel aus dem Jahr 2009. Zwischen dem 22. – 23.06. kommt es zu einer Zyklonogenese im Mittelmeerraum und dem Balkan. Mit einem Druckminimum von 1004 – 1007 hPa hatte dieses Dauerniederschlagsereignis einen auffällig niedrigen Kerndruck bei gleichzeitiger starker Regenschüttung<sup>33</sup>. An der Wetterstation des Instituts für Geographie in Augsburg wurde eine Niederschlagssumme von 60 mm innerhalb von 26 Stunden gemessen<sup>34</sup>. Innerhalb des BAV wurde an nahezu allen Pegelstellen wenigstens die Meldestufe 1 erreicht. Der DWD

<sup>33</sup> Nach Malberg (2007) liegt der Kerndruck für Tiefdrucksysteme in Mitteleuropa im Allgemeinen bei 990 – 1000 hPa

<sup>34</sup> Grunddaten der Messstation Universität Augsburg, Institut für Geographie: 2m above roof level, longitude 10:53:51E, latitude: 48:20:04N, elevation: 500m a.s.l

bezeichnet dieses Balkantief als Nordostlage mit Brisanz II. „Feuchte Luftmassen werden von einem Tiefdrucksystem zwischen Italien und dem Balkan nach Deutschland transportiert.“ Diese Wetterlage führte besonders an den orographischen Barrieren der Alpen und der Mittelgebirge zu anhaltenden Niederschlägen. Besonders im südöstlichen Bereich des BAV wurden die Grenzwerte für extremen Dauerregen nach Definition des DWD<sup>35</sup> überschritten. Nach Gerstengarbe & Werner (2005) steht die synoptische Entwicklung dieser Wetterlagen in Bezug zur Großwetterlage NEz, die erstmals im Jahre 1977 Eingang in den Katalog der Großwetterlagen gefunden hat (vgl. Hess & Brezowsky 1977). In Abbildung 4.26 ist die Luftdruckverteilung im nordostatlantisch-europäischen Raum für den 23.06.2009 dargestellt.



**Abb. 4.26:** Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 23.06.2009, linke Seite 500 mb, rechte Seite 1000 mb (nach Kalnay et al. 2006)

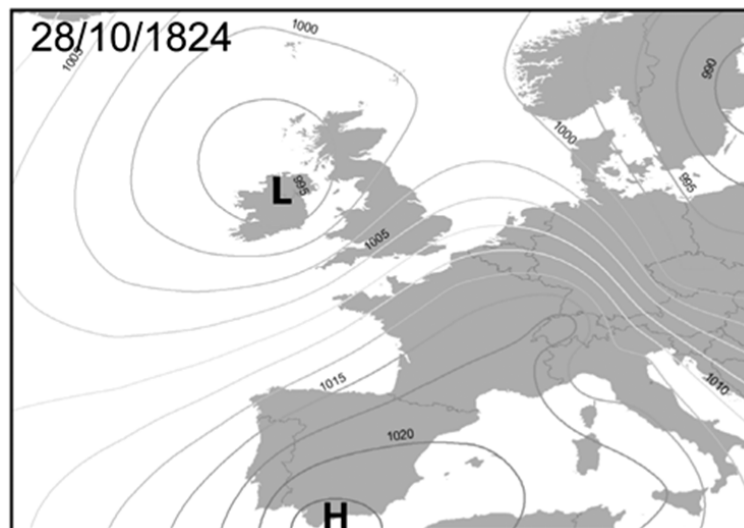
Aufgrund der Anströmungsrichtung gegen Alpenkörper aus nordöstlichen/östlichen Richtungen und einem weitgehend stationären Verhalten der Zyklogen kann auf eine Analogie zur Hochwassergenese durch Vb-Wetterlagen verwiesen werden.

### Analogfall Westlage (Oktober 1824)

Neben den hochwasserrelevanten Wetterlagen mit meridionaler Komponente soll abschließend ein Analogfall für niederschlagsintensive Westlagen vorgestellt werden. Dieses hydrologische Extremereignis aus dem Jahre 1824 wurde von Bürger et al. (2006a,b,c) und Dostal et al. (2007) eingehend analysiert. Auf Basis quantitativer Verfahren konnte dieses Ereignis als das größte Hochwasserereignis im Einzugsgebiet des Neckars innerhalb der letzten 300 Jahre bestimmt werden. Die Großwetterlage Wz stellt die atmosphärische Rahmenbedingung dar. Atypisch für dieses Hochwasserereignis war, dass es ausschließlich durch Starkregen verursacht wurde. Im Vorfeld gab es keine temporäre Wasserspeicherung, die in Form einer abschmelzenden Schneedecke den Abfluss zusätzlich hätten steigern

<sup>35</sup> Der DWD definiert Dauerniederschläge beispielsweise mit 160 l in 48 h

können. Dieses Ereignis blieb aber nicht auf das Neckareinzugsgebiet beschränkt. Innerhalb des BAV kam es ebenfalls zu extremen Hochwasserereignissen, die am 29.10.1824 zeitgleich für Iller, Lech, Isar und Inn überliefert sind (vgl. IBT). Die Witterungsverhältnisse vor dem Hauptereignis führten bereits zu einer fortgeschrittenen Bodensättigung. Eine ausgeprägte Frontalzone, die sich zwischen einem starken Tiefdruckgebiet mit Zentrum über Nordeuropa und den Britischen Inseln und einem Hochdruckgebiet über dem Mittelmeer entwickelt hatte, erstreckte sich innerhalb Mitteleuropas von Südwesten nach Nordosten. In Deutschland wurde das Wettergeschehen durch das Tiefdruckgebiet bestimmt. Ausgeprägte Luftdruck- und Lufttemperaturgradienten zwischen den Aktionszentren führten feuchtwarme Luftmassen heran, die zu extremen Niederschlägen führten. Zwischen dem 28. Oktober (abends) und dem 30. Oktober (morgens) kam es schließlich zu ausgeprägten Dauerniederschlägen. In Abbildung ist die von Bürger et al. (2006a,b,c) rekonstruierte SLP-Luftdruckverteilung für den 28.10.1824 dargestellt.



**Abb. 4.27:** Luftdruckfeld Nordatlantik/Europa am 28.10.1824 (verändert nach Bürger et al. 2006a)

#### 4.4.3 Verfahren zur Analyse der Zirkulationsdynamik – Klassifikationsverfahren

Auf Grundlage der Datensätze von Luterbacher et al. (2002a) und Ansell et al. (2006) (vgl. Kapitel 4.1.1) wurde die hochwasserrelevante Zirkulationsdynamik für das BAV und seine einzelnen Einzugsgebiete untersucht. Dazu wurden zwei unterschiedliche Verfahren herangezogen. Neben einer hauptkomponentenanalytischen Auswertung wurden die Hochwasserereignisse ergänzend in Bezug zu einer Wetterlagenklassifikation nach Beck (2000) gestellt. Beide Verfahren führen zu einer Reduktion singulär ausgeprägter Luftdruckkonfigurationen auf eine überschaubare Anzahl von Hauptkomponenten bzw. Klassen. Dabei steht im Vordergrund, dass die einzelnen Klassen maximale interne Homogenität bei

gleichzeitig hoher Inhomogenität untereinander aufweisen (vgl. Beck 2000). Eine Differenzierung zwischen diesen beiden Verfahren besteht darin, dass die Hauptkomponentenanalyse ein unkorreliertes Verfahren auf Basis empirischer Orthogonalfunktion (EOF) darstellt. Die Wetterlagenklassifikation nach Beck (2000) zeigt ein mit gegebenen Grundmustern der atmosphärischen Zirkulation korreliertes Verfahren auf.

Für die Analyse der Hochwassergeschichte anhand der hauptkomponentenanalytisch gewonnenen Zirkulationsmuster auf Basis der monatlich bzw. saisonal aufgelösten Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) bedarf es eines methodischen Konzeptes. Die zeitliche Auflösung der Luftdruckdaten trägt Restriktionen in sich, die keine detaillierte Fallstudie unter Berücksichtigung synoptischer Störungssysteme zulassen. Dieser Untersuchungsschritt orientiert sich an der langfristigen Klimavariabilität des nordostatlantisch-europäischen Raums und analysiert deren Auswirkungen auf die Hochwassergenese innerhalb des BAV. Dazu werden die Hochwasserereignisse in Kontext zu atmosphärischen Rahmenbedingungen gesetzt. Das Konzept einer Flood Hydroclimatology wurde erstmals von Hirschboeck (1988) vorgestellt. Damit können atmosphärische Rahmenbedingungen für die Entstehung unmittelbar flutauslösender Prozesse abgeleitet werden (vgl. Jacobeit et al. 2004) und die langfristige Variabilität der Zirkulationsdynamik auf übergeordneten Zeitskalen untersucht werden. Jacobeit et al. (2004) wenden diese Verfahren für hochwasserarme bzw. hochwasserreiche Phasen an. Im Rahmen dieser Studie wurden ausschließlich direkt hochwassergekoppelte Luftdruckfelder herangezogen. Sie wurden einer Hauptkomponentenanalyse unterzogen bzw. in Bezug zur Wetterlagenklassifikation nach Beck (2000) gestellt. Die selektierten Strömungskonfigurationen konstituieren differenzierte Grundverhältnisse für die Genese von hochwasseranfälligen Wetterlagen.

## PCA

Die Hauptkomponentenanalyse (engl. Principal Component Analysis, PCA) gehört zu den multivariaten statistischen Methoden. Die PCA basiert auf dem Prinzip empirischer orthogonaler Funktion (EOF). Mit Hilfe der PCA wird eine Dimensionsreduktion einer großen Anzahl von Variablen erzielt. Eine reduzierte Anzahl von Hauptkomponenten soll dabei den größten Teil der Varianz der Originalvariablen erklären. Zwischen den Originalvariablen und den abstrakten Größen der Hauptkomponenten wird ein Zusammenhang erstellt (vgl. u. a. Bahrenberg et al. 2003, Schönwiese 2006). Im Falle der vorliegenden Untersuchung erfolgte die PCA auf Basis der Korrelationsmatrix. Die resultierenden PCs wurden anschließend mittels orthogonaler Varimax-Rotation rotiert. Dieses zusätzliche Verfahren dient einer Verbesserung der inhaltlichen Interpretation der Hauptkomponenten. Der Gesamtvarianzerklärungsanteil bleibt dabei erhalten, die Verteilung der einzelnen Varianzerklärungsanteile wird zu Lasten der ersten Hauptkomponente geändert. Die Bedeutungsanteile werden nach einer anderen Gewichtung verteilt, der Varianzerklärungsanteil der ersten PCs wird verringert

und für die folgenden PCs erhöht (vgl. Richmann 1986). Die extrahierten Hauptkomponenten fassen in konzentrierter Form die wesentlichen Charakteristika der Ausgangsvariablen zusammen. Im Rahmen dieser Studie wurde die t-modale PCA angewandt, d. h. Zeiteinheiten gehen als Variablen und Raumeinheiten als Ereignisfälle in die Analyse ein.

### **Hauptkomponentenladungen**

Eine weitere Bedeutung im Rahmen der Hochwasseranalyse kommt den Hauptkomponentenladungen zu (engl. component loading). Als Hauptkomponentenladung wird der Korrelationskoeffizient zwischen einer Hauptkomponente und den Ausgangsvariablen bezeichnet, die sich im Falle einer t-modalen Anwendung als Zeitkoeffizienten darstellen lassen (vgl. Bahrenberg et al. 2003). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit stehen die führenden Ladungen im Mittelpunkt des Interesses. Die „führende Ladung“ ist der höchste Korrelationskoeffizient zwischen einer Hauptkomponente und den Variablen. Führend ist eine Ladung dann, wenn sie die größte unter den Ladungen aller Hauptkomponenten für eine bestimmte Variable (Zeiteinheit) ist (vgl. Jacobeit et al. 2003a,b,c).

### **Hauptkomponentenwerte**

Auf Basis der Hauptkomponentenwerte (engl. component scores) werden die räumlichen Muster der einzelnen PCs dargestellt. Die Scores werden aus den Hauptkomponentenladungen und den Ausgangsdaten berechnet. Bei t-modaler Analyse bilden dabei die Gitterpunkte die Ereignisfälle. Auf Grundlage der Scores lassen sich die Zirkulationsmuster visualisieren, die die räumliche Varianz der Ausgangsdaten am besten wiedergeben. Die hauptkomponentenanalytisch gewonnen Scores geben die Konfiguration der Luftdruckmuster wieder und setzen die hydrologischen Extremereignisse in direkten Zusammenhang zu den begleitenden atmosphärischen Zuständen. Auf Grundlage der hochwassergekoppelten Scores lassen sich charakteristische Zirkulationsmuster, die direkt Hochwasser begleitend sind, bestimmen. Dieses Verfahren ermöglicht es, substanzielle Unterschiede innerhalb der Hochwassergenese des BAV. Zur Differenzierung von Zirkulationsmustern, die mit Hochwasserereignissen in Verbindung gebracht werden können und Zirkulationsmustern, die nicht in Zusammenhang mit Hochwasserereignissen im BAV stehen, werden die Muster vergleichend gegenübergestellt (vgl. z. B. Kapitel 5.7).

### **Extraktionskriterium**

Die Anzahl der zu analysierenden Hauptkomponenten muss anhand eines Extraktionskriteriums begrenzt werden. In der vorliegenden Studie ist das gewählte Kriterium dann erfüllt, wenn der Erklärungsanteil einer Hauptkomponente an der

Gesamtvarianz einen Schwellenwert von  $\geq 5\%$  überschreitet. Aus einer Vielzahl von Extraktionsmöglichkeiten (vgl. z. b. Rathmann 2009) scheint dieses Kriterium mit Hinblick auf die Fragestellung und die Datengrundlage am besten geeignet. Die Auswertung der Hauptkomponentenanalyse ist ausschließlich an direkt hochwassergekoppelten Scores ausgerichtet, die sich aus den von Hochwasserereignissen begleiteten Luftdruckrekonstruktionen ergeben.

### **Wetterlagenklassifikation nach Beck**

Die subjektive Wetterlagenklassifikation nach Hess & Brezowsky (vgl. Gerstengarbe & Werner 2005) hat durch ein computergestütztes, automatisiertes Klassifikationsverfahren nach Beck (2000) eine qualitative Ergänzung gefunden. Dieses Verfahren trägt zur Objektivierung dieses Klassifikationsverfahrens bei. Grundsätzlich wird zwischen drei idealtypischen Grundmustern (zonal, meridional und zyklonal) unterschieden, die in insgesamt 18 Großwettertypen resultieren. Die Hochwasserfälle des BAV werden in direkten Bezug zu den klassifizierten Großwettertypen gestellt, d. h. eine Differenzierung erfolgt anhand der Häufigkeit zwischen dem zeitlichen Auftreten von Großwettertypen und den Hochwasserfällen. Dieser Analyseschritt soll dazu beitragen, ein verbessertes Verständnis für die raumzeitlichen Zusammenhänge zwischen hydrologischen (Extrem-) Ereignissen und Großwettertypen zu erreichen.

### **Indizes**

Anhand der führenden Hauptkomponentenladungen lassen sich, für die selektierten Hauptkomponenten, unterschiedliche Indizes ableiten. Die angewendeten Indizes beziehen sich auf die Aufttrittshäufigkeit der einzelnen Zirkulationssituationen sowie auf die Klimakennwerte Temperatur und Niederschlag und die zirkulationsdynamischen Größen Intensität und Vorticity. Die Indizes orientieren sich an Arbeiten von Jacobbeit et al. (2003a,b,c, 2004) und Beck et al. (2007). Mit Hilfe der Häufigkeitsindizes lässt sich die Bedeutung der Zirkulationsmuster als dynamischer Hintergrund für das zeitlich differenzierte Auftreten von Hochwasserereignissen beschreiben. Mit Hilfe der klima- und zirkulationsrelevanten Indizes soll weiter geklärt werden, ob sich generell Rückschlüsse auf hochwasserbegünstigende bzw. –minimierende atmosphärische Rahmenbedingungen ziehen lassen. Auf Basis der aufgeführten Indizes lassen sich zusätzlich typinterne Variationen der einzelnen Muster erklären (vgl. Beck et al. 2007). Die kontinuierlichen Zeitkoeffizienten der Indizes generieren sich aus den 31-jährig gleitenden Summenhäufigkeiten der jeweils führenden Ladungen eines Musters. Anhand der Zeitkoeffizienten lassen sich Hochwasser auslösende Faktoren für die extrahierten Zirkulationsmuster beschreiben. Alle berechneten Indizes wurden standardisiert, damit lässt sich eine über- bzw. unterdurchschnittliche Hochwasserbedeutung im direkten Vergleich indizieren. Grundlage für die Indizes der Klimakenngrößen sind rekonstruierte Niederschlags- und Temperaturfelder für den GAR

(vgl. Casty et al. 2005). Diese Felder wurden für den Untersuchungsraum gemittelt und musterspezifisch in Bezug gesetzt. Die zirkulationsdynamischen Größen werden ebenfalls musterspezifisch in Bezug zu den rekonstruierten Luftdruckfeldern nach Luterbacher et al. (2002a) gestellt. Die Indizes sollen dazu beitragen, die atmosphärischen Rahmenbedingungen, die die hydrologischen Extremereignisse im Mittel begleiten, aufzudecken.

**Index H** zeigt die 31-jährigen gleitenden Zeitkoeffizienten der Aufttrittshäufigkeit der hauptkomponentenanalytisch bestimmten führenden Ladungen eines Zirkulationsmusters. Für die Analyse in Kapitel 5 wurde eine graphische Darstellung gewählt in der sich die H-Indizes der jeweils allgemeinen (grundlegenden) und hochwassergekoppelten Zirkulationsmuster (x) gegenüberstehen. Inhaltlich entspricht diese Gegenüberstellung einem bei Jacobeit et al. (2003b) als C-Index bezeichneten Vorgehen. Anhand dieser Gegenüberstellung kann eine musterinterne Veränderung der Hochwasserrelevanz der einzelnen Muster aufgezeigt werden.

Zur Berechnung der folgenden Indizes wurden die anhand führender Ladungen bestimmten Zirkulationsmuster in Beziehung zu den zirkulationsdynamischen Parametern Intensität und Vorticity und den klimatischen Parametern Niederschlag und Temperatur gestellt. Basis der Indexberechnung sind wiederum 31-jährige gleitende Mittel.

**Index I** beschreibt die Intensität der Druckgradienten zwischen den Aktionszentren der extrahierten Zirkulationsmuster. Für alle hochwassergekoppelten Zirkulationskonfigurationen wurden dafür die hauptsächlichen Aktionszentren bestimmt und der jeweilige Druckgradient berechnet.

$$I_i = b/c \quad (1)$$

mit:

$$\begin{aligned} a &= I_x * fldg \\ b &= a \\ c &= fldg \end{aligned}$$

**Index V** beschreibt die Abweichung der relativen Vorticity vom langzeitlichen Monatsmittel in Zentraleuropa (vgl. Beck 2000). Die Position der Aktionszentren kann bei ähnlichen Zirkulationsmustern, die sich einer Hauptkomponente zuordnen lassen, variieren, diese Variabilität modelliert (reguliert) das Strömungsmuster. Basis der Berechnung bildet eine idealisierte Zyklonendruckverteilung. Der Index variiert zwischen +1 und -1 in Abhängigkeit des Grades der Zyklonalität bzw. der Antizyklonalität.

$$V_i = b/c \quad (2)$$

**Index N** beschreibt für die einzelnen hochwassergekoppelten Muster den mittleren Niederschlag im BAV bei Dominanz des betreffenden Zirkulationsmusters.

$$N_i = b/c \quad (3)$$

**Index T** wurde analog dem Index N für die Klimakenngroße Temperatur berechnet.

$$T_i = b/c \quad (4)$$



## 5 Ergebnisse

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten sieben regional differenzierte Hochwasserzeitreihen erstellt werden. Auf Basis der sechs außeralpinen Flussläufe wurde eine Gesamtzeitreihe für das BAV erstellt, der inneralpine Inn wird aufgrund differierender klimatischer Rahmenbedingungen gesondert untersucht. Die Hochwassergeschichte des BAV, im Allgemeinen und nach den einzelnen Einzugsgebieten, wurde mittels deskriptiver, bi- und multivariater statistischer Methoden analysiert und ausgewertet (vgl. Kapitel 4.4). Analoge Ansätze zu bereits bestehenden Arbeiten sollen eine möglichst hohe Vergleichbarkeit gewährleisten (vgl. u. a. Sturm et al. 2001, Glaser & Stangl 2003a, b, Glaser 2008, Jacobeit et al. 2003a, b, c, 2004, Beck et al. 2007).

Der Ergebnisteil beginnt mit einem Überblick über die räumliche Verortung der erhobenen Hochwasserinformationen. Es folgt eine jahreszeitliche Differenzierung der Hochwasserereignisse für das BAV und seiner Einzugsgebiete. Ein nächster Arbeitsschritt zeigt Beispiele der subjektiven Rekonstruktion historischer Hochwasserlagen. Daran anschließend wird die Hochwasserentwicklung für das gesamte Untersuchungsgebiet (BAV) anhand definierter hochwasserarmer und hochwasserreicher Phasen vorgestellt und in Bezug zu den klimatischen Begleitumständen der „Kleinen Eiszeit“ und der Sonnenfleckenaktivität gesetzt. Eine quantitative Beurteilung erfolgt mittels t-Test-Analysen und trägt dazu bei, übergeordnete Strukturveränderungen der atmosphärischen Rahmenbedingungen anhand signifikanter Mittelwertsvergleiche aufzudecken. Des Weiteren wird die Entwicklung der Hochwasserfrequenz im BAV hochwasserreichen Phasen ausgewählter mitteleuropäischer Flüsse gegenübergestellt und auf ihre raumzeitliche Variabilität hin analysiert. Analog wird mit den einzelnen Flussläufen des BAV verfahren, deren raumzeitliche Entwicklung innerhalb des Untersuchungsraumes anschließend untersucht wird.

Ein weiterer Teil der Auswertung stützt sich auf die Anwendung hauptkomponentenanalytischer Verfahren auf Basis rekonstruierter Luftdruckfelder. Dieser Arbeitsschritt erfolgt mit Schwerpunkt auf den Sommermonaten (JJA), der meteorologischen Jahreszeit mit der größten Hochwasserwahrscheinlichkeit innerhalb des bayerischen Alpenvorlandes. Für die Zeitreihe „BAV Sommer“ wird die Analyse exemplarisch umfassend dargestellt. Eine regionale Differenzierung wird für ausgewählte Teilaspekte vorgenommen. Stellvertretend für die Jahreszeit Winter wird die Hochwasserfrequenz der Iller diskutiert, die innerhalb des BAV das prozentual höchste Aufkommen in dieser Jahreszeit aufweist. Weiterhin werden die Hochwasserereignisse in Bezug zur Wetterlagenklassifikation nach Beck (2000) gestellt. Auf Basis der EMULATE Daten wird der Zeitraum 1850 – 2002 zusätzlich anhand täglich aufgelöster SLP-Luftdruckfelder examiniert.

Abschließend werden die besonders klimasensitiven Jahre der Übergangsphasen 1830 – 1880 und 1930 im Kontext natürlicher und anthropogen modifizierter klimatischer Veränderungen diskutiert.

Die folgenden Analyseschritte basieren partiell auf definierten Phasen (vgl. Kapitel 4.4.1). Zur Gewährleistung der Übersichtlichkeit wurden die Phasen nach unterschiedlichen Kriterien kodiert. PH1 – PHx beschreibt die chronologische Reihenfolge definierter hochwasserreicher Phasen, NQ1 – NQx hochwasserarme Phasen. Hochgestellte Abkürzungen spezifizieren räumliche wie jahreszeitliche Aspekte. PH1<sup>BAV</sup> zeigt beispielsweise die chronologisch erste Hochwasserphase im BAV für das Gesamtjahr an. NQ1<sup>BAV</sup> symbolisiert die chronologisch erste hochwasserarme Phase im BAV. Analog zum BAV werden auch die Phasen der einzelnen Einzugsgebiete mit dem jeweiligen Flussnamen indiziert, z. Bsp.: PH1<sup>Lech</sup>. Bei jahreszeitlicher Differenzierung werden diese zusätzlich angezeigt z. B. PH2<sup>SommerBAV</sup> (= Hochwasserphase #2 bayerisches Alpenvorland für die Jahreszeit Sommer).

## 5.1 Die räumliche Verortung der Hochwasserinformationen der Datenbank *Inundationes Bavariae Thesaurus*

In diesem Kapitel wird die Gesamtheit der erhobenen Hochwasserereignisse nach differenzierten zeitlichen Aspekten vorgestellt. Der Fragestellung dieser Arbeit entsprechend steht die Hochwassergeschichte des bayerischen Alpenvorlandes im Mittelpunkt der Datenrecherche. Die räumlichen Ergänzungen innerhalb des europäischen Raums stehen in zeitlichem Zusammenhang zu den detektierten Hochwasserereignissen entlang der großen nordalpinen Flüsse des BAV und sind nach dem Kriterium der Regelablaufphase zeitlich beschränkt (vgl. Kapitel 4.1.1). Mit Kreis- und Dreieckssymbolen werden in den folgenden Abbildungen überlieferte Hochwasserereignisse in Europa verortet. Die roten Dreiecke symbolisieren Hochwasserinformationen, die der meteorologischen Jahreszeit Sommer bzw. den Sommermonaten Juni, Juli und August zugeordnet werden können. Die herausragende Rolle der Sommermonate für die Hochwassergenese im BAV wird in Kapitel 5.2 vorgestellt. Die blauen Kreise zeigen alle, in die ITB aufgenommenen Hochwasserereignisse ohne Berücksichtigung jahreszeitlicher bzw. monatlicher Differenzierung. Die Visualisierung der räumlichen Hochwasserinformationen ist begrenzt, da pro Verortung nur ein Datenpunkt angezeigt werden kann. Die Verortung Augsburg ist in der ITB beispielsweise über 400 Mal gelistet und beinhaltet Hochwasserinformationen vom 14. Jh. bis in das 21. Jh..

Die räumliche Variabilität der Datendichte in unterschiedlichen Zeitabschnitten (1200 – 1499, 1500 – 1658, 1659 – 1849, ab 1850) kann aus den nachfolgenden Abbildungen entnommen werden. Die Zeitabschnitte der Abbildungen 5.1 bis 5.4 orientieren sich an der zeitlichen Auflösung der rekonstruierten Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag und der daraus resultierenden Luftdruckfelder (vgl. Luterbacher et al. 2002a, Casty et al. 2005 und Ansell et al. 2006; siehe Ka-

pitel 4.1.4). Abbildung 5.1 umfasst das Zeitintervall 1200 bis 1499. Dieser Zeitraum ist durch eine verhältnismäßig geringe Datendichte gekennzeichnet, die anhand der Anzahl räumlicher Verortungen indiziert werden kann (vgl. Abb. 5.2 und 5.3). Aufgrund der geringen Datendichte vor AD 1500 liegen bis dato keine räumlich hochaufgelösten Rekonstruktionen der Klimakenngößen und der daraus resultierenden Luftdruckfelder vor. Glaser (2008) konnte ab dem Jahr 1000 auf Grundlage der HISKLID einen Dezennienindex für die Klimakenngößen Niederschlag und Temperatur für Mitteleuropa erstellen. Die zeitliche Auflösung ist aber auf Dekaden beschränkt, d. h. die zeitliche (wie räumliche) Auflösung dieser Indexwerte erlaubt keine Rekonstruktionen, wie sie anhand einer deutlich verbesserten Datenlage nach AD 1500 möglich sind. Die Verteilung der Hochwasserereignisse in Abbildung 5.1 für den meteorologischen Sommer (JJA) lässt keine Rückschlüsse auf räumliche Muster zu, wie sie durch eine steigende Datendichte der darauffolgenden Zeitabschnitte teilweise ermöglicht werden. Für die Sommermonate (rote Dreiecke) wie für das gesamte Jahr (blaue Kreise) lässt sich eine weitgehend gleichmäßige Verteilung der Hochwasserereignisse, die in zeitlichem Kontext mit der Hochwassergeschichte des BAV stehen, indizieren.



**Abb. 5.1:** Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zwischen AD 1200 und 1499. Blaue Kreise: Angaben ohne Berücksichtigung zeitlicher Auflösung innerhalb eines Jahres, rote Dreiecke: Hochwasserereignisse, die der Jahreszeit Sommer (JJA) zugeordnet werden können.

In Abbildung 5.2 sind die Hochwasserinformationen der Jahre 1500 – 1658 verortet. Die ansteigende Datendichte lässt sich mit der steigenden Anzahl räumlicher Verortungen belegen (vgl. Abb. 5.1 und 5.2). Die deutliche Zunahme an

historischen Informationen steht in Zusammenhang mit der Erfindung und Verbreitung des Buchdrucks. Die nach räumlichen wie zeitlichen Aspekten ansteigende Datendichte resultiert u. a. in der saisonalen Rekonstruktion der Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag bzw. von Luftdruckfeldern für den nordatlantisch-europäischen Raum (vgl. Luterbacher et al. 2002a, Casty et al. 2005). Im Bereich des nördlichen Alpenvorlandes lässt sich anhand der naturräumlichen Grenze Donau ein räumliches Muster der Verteilung sommerlicher Hochwasserereignisse erkennen, vgl. dazu die rote Ellipse in Abbildung 5.2. Diese Clusterbildung lässt sich bereits auf die sommerliche Niederschlagsverteilung durch den alpinen Stau effekt zurückführen. Eine weitere Clusterbildung lässt sich nordwestlich des Erzgebirges erkennen. Die räumliche Konzentration Hochwasser bedingter Schadensbeschreibungen lässt sich (wie im BAV) mit einer Intensivierung sommerlicher Niederschläge durch die orographische Barriere der östlichen Mittelgebirgsschwelle erklären. Der raumzeitliche Zusammenhang der beiden Punktwolken deutet möglicherweise auf eine Hochwassergenese in Abhängigkeit von atmosphärischen Störungen die einer Zyklonenzugbahn Vb folgen hin.

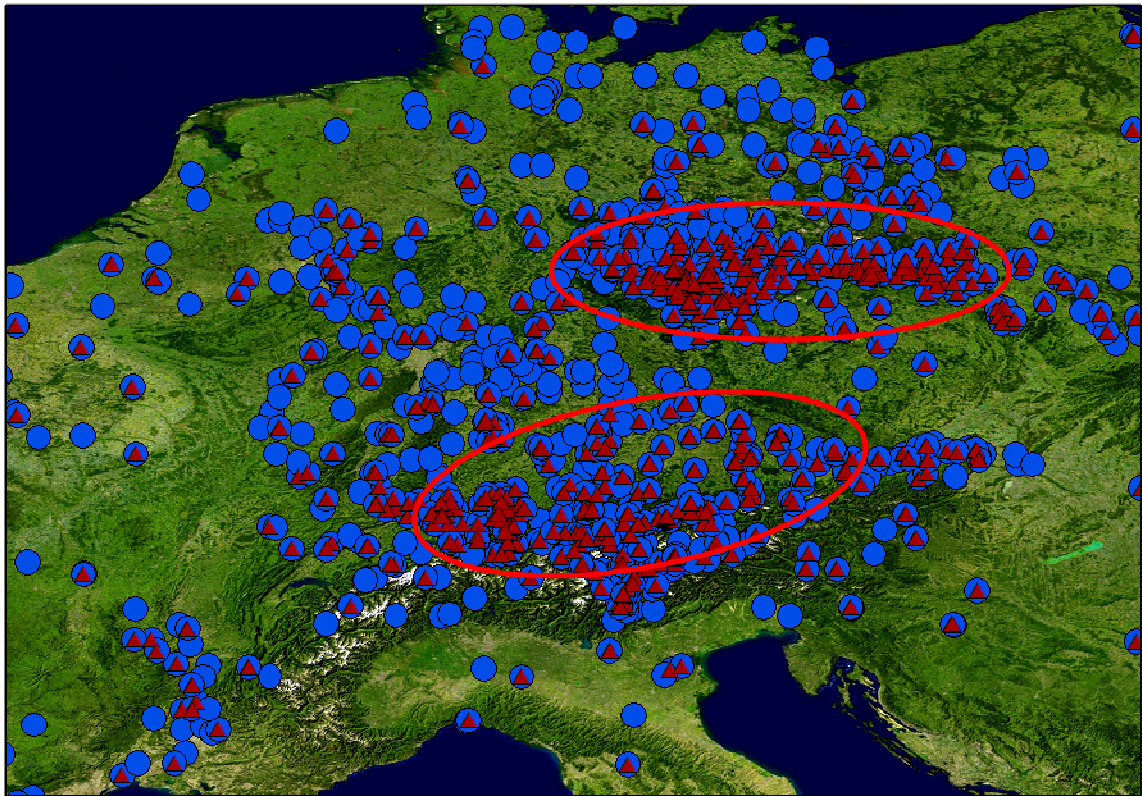


**Abb. 5.2:** Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zwischen AD 1500 und 1658. Blaue Kreise: Angaben ohne Berücksichtigung zeitlicher Auflösung innerhalb eines Jahres, rote Dreiecke: Hochwasserereignisse, die der Jahreszeit Sommer (JJA) zugeordnet werden können.

In Abbildung 5.3 sind die Hochwasserereignisse der Jahre 1659 bis 1849 visualisiert. Die zunehmend verbesserte Datenlage spiegelt sich auch in der zeitlichen Auflösung der bereits angesprochenen rekonstruierten Klimakenngrößen und der

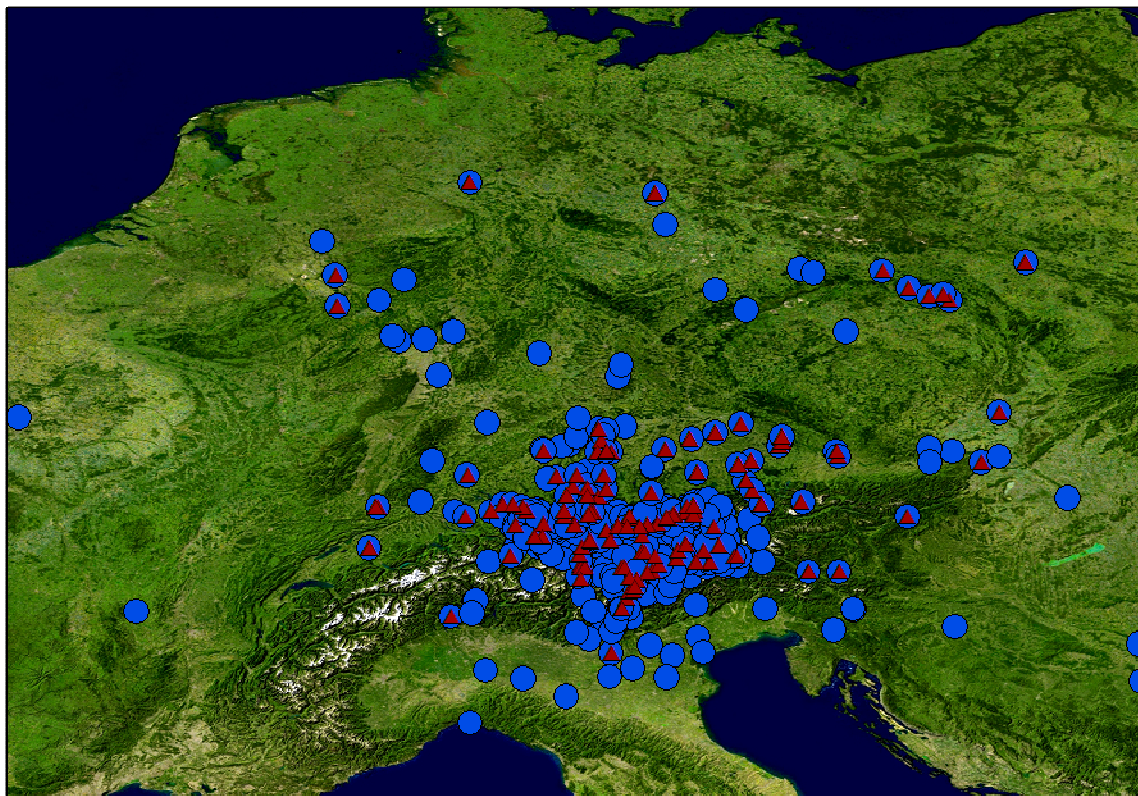


Luftdruckfelder wider, die ab 1659 in monatlicher Auflösung vorliegen. Der Gesamtübersicht in Abbildung 5.3 lässt sich ein jahreszeitlich spezifisches Muster entnehmen. Deutlich lassen sich Punktwolken sommerlicher Hochwasseraktivität mit den räumlichen Schwerpunkten Alpenvorland und Mitteleuropa abgrenzen. Da alle Hochwasserinformationen zeitlich mit Ereignissen innerhalb des BAV gekoppelt sind, kann anhand der Schadensverteilung auf eine dominante, Hochwasser auslösende Zirkulationssituation der Sommermonate geschlossen werden. Obwohl die räumliche Verortung der hochwasserbedingten Schäden auf unterschiedlichen Zirkulationssituationen basieren, zeigt die Schadensdistribution starke Ähnlichkeiten zu Niederschlagsfeldern, die durch meridionale Strömungskonfigurationen hervorgerufen wurden (vgl. dazu die rezenten Analogfälle in Kapitel 4.4.2). Die Analogfälle sind generell durch eine Dominanz von Vb-Wetterlagen geprägt, wie für die Jahre 1997 und 2002 während der Sommermonate mit Raumrelevanz für das BAV und das östliche Mitteleuropa konstatiert werden kann (vgl. Abb. 4.20 und 4.24). Die Annahme, dass vornehmlich meridionale Strömungssituationen mit einer Zugbahn Mittelmeerraum/Nordosteuropa für Hochwasserschäden während der Sommermonate im BAV verantwortlich sind, findet in der Schadensdistribution Mitteleuropas ein weiteres räumliches Indiz. Neben der Alpennordabdachung kann mit Erzgebirge und Sudeten ein weiteres orographisches Stauhindernis abgeleitet werden.



**Abb. 5.3:** Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zwischen AD 1659 und 1849. Blaue Kreise: Angaben ohne Berücksichtigung zeitlicher Auflösung innerhalb eines Jahres, rote Dreiecke: Hochwasserereignisse, die der Jahreszeit Sommer (JJA) zugeordnet werden können.

In Abbildung 5.4 sind die Hochwasserinformationen der Jahre 1850 bis 2008 visualisiert. Die augenscheinliche Reduktion räumlicher Informationen fällt mit der zeitlichen Begrenzung der Weikinnschen Datensammlung zusammen. Die Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas enden mit dem Jahr 1850 (vgl. Weikinn 1958 – 1963), die zur Verfügung gestellten Angaben der HISKLID enden mit dem Jahr 1799. Eine Kompensation für die deskriptiven Daten ab 1850 findet durch die EIP und daraus resultierende Rekonstruktionen von SLP-Luftdruckfeldern statt. Die SLP-Luftdruckdaten des EMULATE Projektes liegen ab 1850 in täglicher Auflösung vor (vgl. Kapitel 4.1.4). Innerhalb des BAV stehen ab 1826 Lattenpegeldaten für die großen nordalpinen Flüsse zur Verfügung. Weitere deskriptive Datenquellen sind in Form historischer Printmedien überliefert, deren Bedeutung für die Analyse der Hochwassergeschichte im weiteren zeitlichen Verlauf aufgrund systematisch angewandter Messmethoden abgelöst wird. Die Konzentration der Verortungen im Ostalpenraum ist hauptsächlich in Zusammenhang mit der Datensammlung von Fliri (1998) zu sehen.

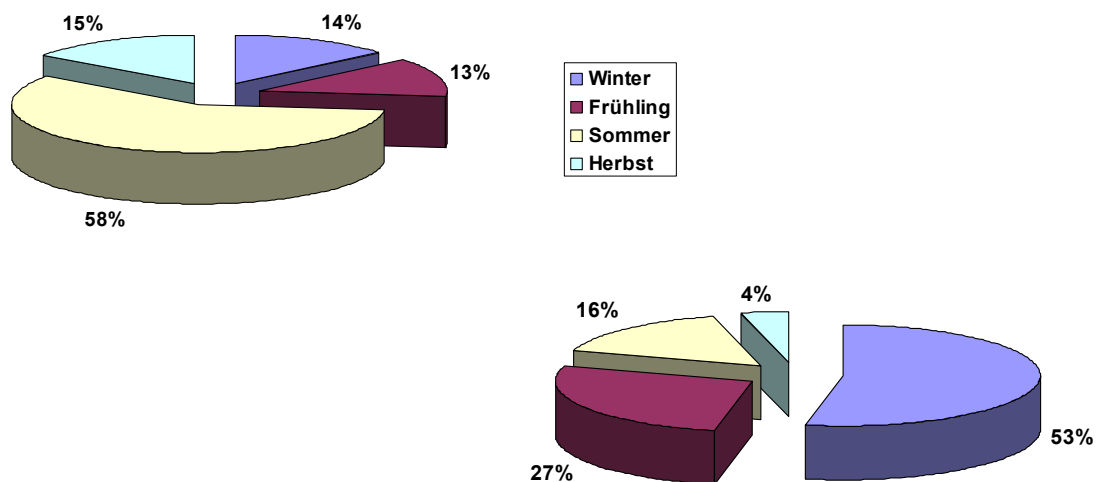


**Abb. 5.4:** Räumliche Verortung historischer Hochwasserereignisse der ITB zwischen AD 1850 und 2008. Blaue Kreise: Angaben ohne Berücksichtigung zeitlicher Auflösung innerhalb eines Jahres, rote Dreiecke: Hochwasserereignisse, die der Jahreszeit Sommer (JJA) zugeordnet werden können.

## 5.2 Jahreszeitliche Differenzierung der Hochwasserereignisse des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete

Die jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse innerhalb des Untersuchungsraumes unterliegt spezifischen hydrologischen und geomorphologischen Gegebenheiten. Der alpine Gebirgskörper bedingt eine typische, jahreszeitenabhängige Niederschlags- und Abflussvariabilität. In Abbildung 5.5, links oben, ist die jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse für das gesamte BAV dargestellt, eine Differenzierung der einzelnen Einzugsgebiete findet im Anschluss statt.

In der Zeitreihe BAV 1300 – 2008 tritt die Dominanz der Sommerhochwasser (JJA) mit einem Anteil von nahezu 60% deutlich in den Vordergrund. Der prozentuale Anteil der Winterhochwasser (DJF) sowie die Anteile der Übergangsjahreszeiten Frühling (MAM) und Herbst (SON) sind auf verhältnismäßig geringe Anteile zw. 13% und 15% reduziert. Der jahreszeitlichen Hochwasserverteilung des BAV ist exemplarisch die Hochwasserverteilung der Werra gegenübergestellt, die stellvertretend für den Typus „Fluss Mitteldeutschland“ herangezogen wird (vgl. Abb. 5.5 rechts unten).



**Abb. 5.5:** Prozentuale jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse BAV, Zeitreihe 1300 – 2008 (links oben) und Oberlauf der Werra, Zeitreihe 1500 – 1900 (rechts unten) (Daten Werra verändert nach Deutsch et al. 2004)

Die Angaben zur Hochwasserchronologie der Werra (Oberlauf) wurden bei Deutsch et al. (2004) entnommen. Deutlich tritt die abweichende jahreszeitliche Verteilung hervor: die meisten Hochwässer der Werra finden während der meteorologischen Wintermonate DJF statt, die Bedeutung der Sommerereignisse geht auf 16% zurück. Die jahreszeitliche Hochwasserverteilung ist auch innerhalb Bayerns stark differenziert. Für das südliche Bayern liegen die Hochwasserabflüsse der Sommermonate beträchtlich über den Abflussmengen des Winters, an einzelnen Pegelmessstellen wurden Werte von bis zu 300% über den Abflüssen

winterlicher Ereignisse festgehalten (vgl. Kern 1971). Die Donau stellt eine naturräumliche Grenze dar, die jahreszeitliche Hochwasserverteilung im nördlichen Bayern entspricht weitgehend den mittleren Verhältnissen Zentraleuropas (vgl. Beurton & Thieken 2009).

Die jahreszeitliche Differenzierung lässt sich auch anhand des Vergleichs von hochwasserreichen Phasen im BAV und in Mitteleuropa indizieren. Diese Gegenüberstellung basiert auf Ergebnissen nach Jacobeit et al. (2004), die für den Raum Mitteleuropa hochwasserreiche und -arme Phasen ab dem Jahre 1500 bestimmt haben. Mitteleuropa wird in diesem Rahmen anhand der Flüsse Main, mittlerer Rhein, Weser und mittlere Elbe definiert. Die Gegenüberstellung ausgewählter Phasen in Tabelle 5.1 bringt folgendes Ergebnis zu Tage: hochwasserreiche Phasen während der Sommermonate stimmen in diesem Vergleich zwischen Mitteleuropa und BAV nur ein einziges Mal zwischen den Jahren 1567 bis 1590 überein. Eine höhere Übereinstimmung lässt sich für die hochwasserreichen Phasen BAV Sommer und die hochwasserreichen Phasen Mitteleuropas während der Winter- und Frühlingsmonate aufzeigen. Für die Hochwasserphasen  $PH2^{\text{SommerBAV}}$  bis  $PH5^{\text{SommerBAV}}$  finden sich im Wechsel Übereinstimmungen mit den Jahreszeiten Frühling und Winter, vgl. dazu Tabelle 5.1. Dieser Vergleich basiert auf methodisch unterschiedlich definierten Phasen (vgl. dazu Jacobeit et al. 2004 und Kapitel 4.4.1). Ein analoges Vorgehen war aufgrund differenzierter Datengrundlagen nicht möglich.

**Tab. 5.1:** Gegenüberstellung hochwasserreicher Phasen im BAV (Sommer) und in Mitteleuropa (ME) für die Jahreszeiten Sommer, Frühling und Herbst; Angaben ME verändert nach Jacobeit et al. (2004), sME = Hochwasserphasen Sommer ME, fME = Hochwasserphasen Frühling ME, wME = Hochwasserphasen Winter ME

$PH^{\text{SommerBAV}}$	sME	fME	wME
1490 – 1530			
1570 – 1605	1557 – 1600	1587 – 1610	
1625 – 1675			1628 – 1685
1730 – 1775		1744 – 1768	
1815 – 1865			1829 – 1883
1915 – 1970			
ab 1985			

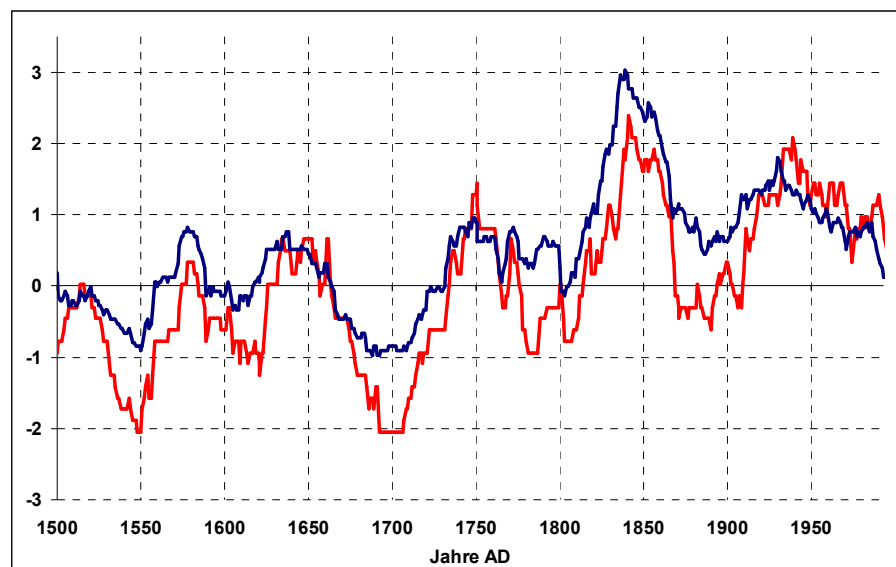
Dieser Vergleich zeigt markante zeitliche Überschneidungen hochwasserreicher Phasen im BAV und Mitteleuropa. Das teilweise parallele Auftreten hochwasserreicher Phasen innerhalb eines Jahres, zu unterschiedlichen Jahreszeiten, gibt ein Indiz auf grundlegende Unterschiede und Gemeinsamkeiten hinsichtlich der Hochwasserentstehung. Eine Gemeinsamkeit kann in temporär allgemein hochwasserbegünstigenden atmosphärischen Rahmenbedingungen angenommen werden. Die jahreszeitliche Differenzierung kann mit unterschiedlichen hypsometrischen Verhältnissen der Teilräume erklärt werden. Die hochwasserreichen Phasen Mitteleuropas finden überwiegend während potentieller Akkumulationsperioden von Schnee im Alpenraum statt. Die SchneeRetention kann wiederum im



BAV während der Sommermonate Hochwasser begünstigend oder verstärkend wirken.

### 5.2.1 Die herausragende Bedeutung der Sommerhochwasser für das BAV

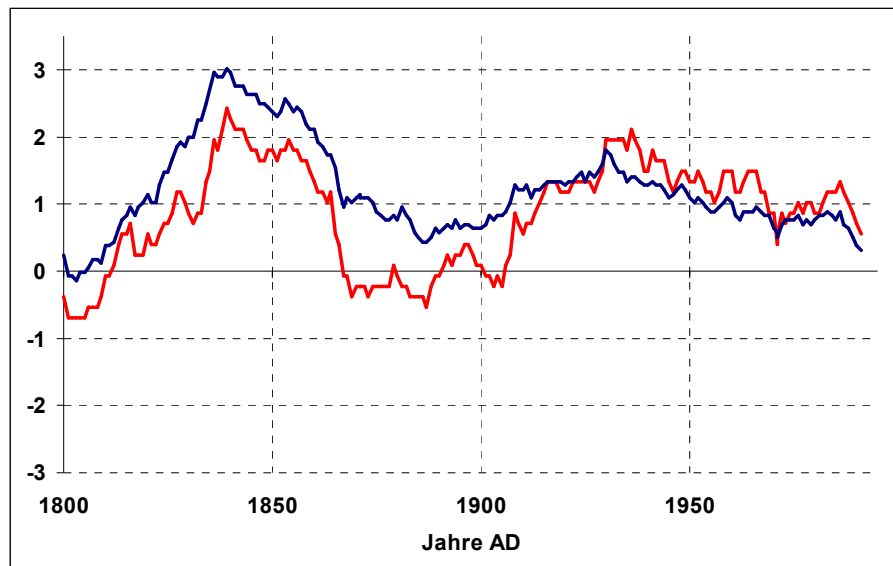
Der Vergleich der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz, differenziert für die meteorologische Saison Sommer (JJA) und das Gesamtjahr, unterstreicht innerhalb des BAV die herausragende Bedeutung der Sommerhochwasser. Für die Visualisierung dieser Beziehung wurden die jeweils gleitenden Hochwasserfrequenzen graphisch zueinander in Bezug gestellt. In Abbildung 5.6 sind die standardisierten Frequenzen (Gesamtjahr BAV: blaue Kurve, Sommer BAV: rote Kurve) gegenübergestellt. Die Dominanz der Hochwasserfrequenz in den Sommermonaten verursacht die charakteristische Ausprägung des Kurvenverlaufs der Gesamtjahresfrequenz.



**Abb. 5.6:** Gegenüberstellung der standardisierten Zeitreihen der 31-jährigen gleitenden Mittel der Hochwasserfrequenz für das Gesamtjahr (blau) und die Sommermonate (rot) zwischen 1500 – 1995

Die standardisierte 31-jährige gleitende Sommerfrequenz liegt (abgesehen von wenigen, zeitlich eng begrenzten „Ausreißern“) unterhalb des Zeitkoeffizienten der Gesamtjahresfrequenz. Die Hochwasserfrequenz des Gesamtjahres überschreitet die der Sommermonate über einen Großteil der Zeitreihe (1500 – 1930). Ab ca. 1910 kann ein steiler Anstieg der sommerlichen Hochwasserfrequenz verzeichnet werden, der seinen Peak um die 1930er Jahre erreicht. Gleichzeitig bleibt die Hochwasserfrequenz des Gesamtjahres unverändert bzw. nimmt nach einem Maximum im Jahre 1930 schneller ab als die Frequenz der Sommermonate. Das weist auf eine überproportional große Bedeutung der Sommerhochwasser

mit Beginn des 20. Jh.s hin. Zur Verdeutlichung dieses Bedeutungswechsels ist der Zeitabschnitt von 1800 bis 1995 vergrößert dargestellt (vgl. Abb. 5.7).



**Abb. 5.7:** Gegenüberstellung der standardisierten Zeitreihen der 31-jährigen gleitenden Mittel der Hochwasserfrequenzen BAV Gesamtjahr (blau) und Sommermonate (rot) zwischen 1800 – 1995

Da mit Beginn der amtlichen Pegelaufzeichnungen im Jahre 1826 (vgl. Kapitel 4.1.2) eine weitgehend homogene Datenlage für die nachfolgenden Dekaden unterstellt wird lässt sich der Bedeutungswechsel der Sommerhochwasser um 1930 mit Veränderungen der atmosphärischen Rahmenbedingungen in Bezug setzen. Der Bedeutungswechsel fällt zeitlich mit einer ausgeprägten Temperaturzunahme zusammen, die auf regionaler Skala noch deutlicher ausfällt als auf globaler Skala (vgl. Abb. 6.1). Nach 1930 können noch weitere Auffälligkeiten indiziert werden. Zwischen 1975 und 1985 geht die Bedeutung der Sommerhochwasser kurzfristig zurück und fällt damit in eine Phase stagnierender Temperaturentwicklung – sowohl in globaler wie auch in regionaler Sichtweise, wie der Temperaturentwicklung für GAR in Abbildung 6.1 zu entnehmen ist. Nach 1985 gewinnen die Sommerhochwasser im Vergleich zur gesamtjährlichen Entwicklung wiederum an Bedeutung. Sie fallen zeitgleich mit dem Ende der Temperaturstagnation und dem anschließenden Temperaturanstieg zusammen. Die Jahre um 1930 treten im Laufe der vorliegenden Untersuchung - in Zusammenhang mit Veränderungen klimarelevanter Parameter und atmosphärischer Rahmenbedingungen - noch mehrmals in Erscheinung.

### 5.2.2 Jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse innerhalb der einzelnen Einzugsgebiete des BAV

Die jahreszeitliche Verteilung der Hochwasserereignisse innerhalb des BAV unterliegt einem West-Ost Gradienten. Der Gradient wird durch den jeweiligen al-

pinen Anteil der Einzugsgebiete und ihrer räumlichen Lage in Bezug auf wetterwirksame Strömungsverhältnisse geprägt. Diese Einflussfaktoren spiegeln sich in einer zeitlichen Verschiebung der Abflussmaxima wider. Die unterschiedliche Bedeutung der Schneeretention bzw. der Schneeschmelze für den Abfluss lässt sich anhand unterschiedlicher Koeffizientenwerte nach Pardé anzeigen. In Tabelle 5.2 sind die monatlichen Abflussmaxima und die dazugehörigen maximalen Pardé-Koeffizienten für außeralpine Pegelmessstellen aufgelistet.

**Tab. 5.2:** Abflussmaxima und maximaler Pardé-Koeffizient ausgewählter Pegel des BAV (verändert nach LfW Bayern 2005)

Fluss/Pegel	Abflussmaximum	max. Pardé-Koeffizient
Iller/Kempten	Mai	1,7
Wertach/Türkheim	April	1,3
Lech/Haunstetten (oberhalb der Wertachmündung)	Juni	2,4
Isar/München	Juni	1,4
Inn/Wasserburg	Juni – Juli	1,8
Salzach/Salzburg	Mai – Juli	3

Anhand der Zeitpunkte der Abflussmaxima wird der West-Ost Gradient deutlich. Die im Westen des BAV gelegenen Einzugsgebiete von Iller und Wertach haben ihr Abflussmaximum im Frühjahr. An Lech und Isar findet sich das Maximum zu Beginn des meteorologischen Sommers. Die stark alpin geprägten Einzugsgebiete von Inn und Salzach zeigen zeitlich ausgedehnte Maxima. Am Inn sind das die Monate Juni und Juli. An der Salzach werden bereits ab Mai jährliche Abflussspitzen verzeichnet, die bis einschließlich Juli anhalten. Dieses ausgeprägte Maximum liegt in der hypsometrischen Verteilung und deren Beziehung zur Schneeretention begründet. Die maximalen Werte nach Pardé können als Index für die Bedeutung von Schneeretention, Schneeschmelze und Anteil alpiner Lagen an den jeweiligen Flusseinzugsgebieten verstanden werden. Besonders ausgeprägt ist dieses Verhältnis am Salzachpegel bei Salzburg. Ein auffällig hoher Wert kann auch für den Lech am Pegel Augsburg indiziert werden, vgl. Tabelle 5.2.

In Tabelle 5.3 sind die prozentualen Anteile der Jahreszeiten an den Hochwassereignissen der zum Teil über 700-jährigen Datenreihen nach Einzugsgebieten differenziert gegenübergestellt. Für alle Einzugsgebiete des BAV gilt, dass die Ereignisse der Sommermonate den größten Anteil an der jahreszeitlichen Verteilung besitzen. An Iller und Wertach ist dieser Anteil auf 42% bzw. 39% beschränkt, die Anteile der anderen Jahreszeiten gewinnen an Bedeutung. Der hohe prozentuale Anteil der Winterhochwasser an Iller und Wertach ist einerseits dem relativ geringen Alpenanteil des Flusseinzugsgebietes und andererseits der räumlichen Lage im Westen des Alpenvorlandes geschuldet. Die Wertach lässt sich aufgrund ihres Einzugsgebietes als Alpenvorlandsfluss charakterisieren, alle weiteren untersuchten Flüsse entsprechen dem Typus alpiner Fließgewässer.

**Tab. 5.3:** Jahreszeitlich prozentuale Verteilung der Hochwasserereignisse in den einzelnen Flussgebieten des BAV. Erste Hinweise datieren aus dem 14. Jh., die Auswertung endet 2008

	<b>Iller</b>	<b>Wertach</b>	<b>Lech</b>	<b>Isar</b>	<b>Inn</b>	<b>Salzach</b>
<b>Sommer</b>	42%	39%	57%	58%	79%	73%
<b>Frühling</b>	16%	20%	14%	14%	10%	6%
<b>Winter</b>	28%	23%	12%	12%	2%	7%
<b>Herbst</b>	14%	18%	17%	16%	9%	14%

Nach der naturräumlichen Gliederung von Meynen (1961) befinden sich die Einzugsgebiete von Iller und Lech (mit Tributär Wertach) in einem Grenzbereich zwischen zu- und abnehmender Maritimität und Kontinentalität. Dieser räumlich klimatische Zusammenhang lässt sich auch anhand differenzierter hygrischer Regionen nach Beck (2000) aufzeigen. Weiter östlich nehmen die alpinen Anteile der Einzugsgebiete bei zunehmender Bedeutung der nivalen Komponenten am Abflussregime deutlich zu. Eine stärkere alpine Prägung erklärt den knapp 60%-igen Anteil der Sommerhochwasser am Hochwassergeschehen des Lechs und der Isar (vgl. Tabelle 5.2). Inn und Salzach haben hohe alpine Gebietsanteile, wodurch sich vor allem die geringe Anzahl von winterlichen Hochwasserereignissen erklärt. Mit zunehmendem Flächenanteil des alpinen Raumes am Inn-Einzugsgebiet dominieren die Sommerhochwasser das Hochwassergeschehen mit fast 80%. Für die sehr stark alpin geprägten Einzugsgebiete von Inn und Salzach lässt sich zusätzlich eine glaziale Abflusskomponente beschreiben, vgl. dazu Kapitel 3.1.2.

### 5.3 Subjektive Rekonstruktion historischer Witterungsfälle

Die subjektive Rekonstruktion historischer Witterungsfälle dient der Analyse Hochwasser auslösender synoptischer Konfigurationen. Dieser Arbeitsschritt darf als Ergänzung zu den objektiven Analyseverfahren der atmosphärischen Rahmenbedingungen, die in Kapitel 5.7 – 5.10 erfolgen, verstanden werden. Hochwasser auslösende Bedingungen können auf Grundlage der (in zeitlicher Auflösung limitierten) Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) nicht interpretiert werden. Durch die Ergänzung subjektiv rekonstruierter Wetterlagen lassen sich die auf zeitlich übergeordneter Skala ablaufenden dynamischen Rahmenbedingungen besser interpretieren. Diese Kombination führt zu einem verbesserten Verständnis der Variabilität von Hochwasser auslösenden Strömungskonfigurationen. Das methodische Verfahren der subjektiven Rekonstruktionen ist in Kapitel 4.4.2 beschrieben.

Die Analyse der Schadensdistributionen im europäischen Raum lässt vermuten, dass Frontalzyklonen auf meridionalen Zugbahnen einen herausragenden Anteil an den Hochwasser auslösenden atmosphärischen Störungen im BAV besitzen.

In diesem Kontext muss vor allem an Störungen gedacht werden, die einer Zugbahn Vb folgen. Eine Differenzierung zwischen Zyklonen, die einer Zugbahn Vb folgen und sich um den östlichen Alpenkörper herum bewegen, und Zyklonen, die aus dem nördlichen Mittelmeerraum direkt über den Alpenkörper ziehen, lässt sich nicht plausibel differenzieren. Als mögliches Differenzierungsmerkmal kann die, im zeitlichen Ablauf fortschreitende, Schadensdistribution nordöstlich des BAV herangezogen werden. Zu den betroffenen Räumen gehören Teilbereiche Polens, Tschechiens und die deutschen Bundesländer Thüringen und Sachsen. Hochwasserschäden, die sich in ihrer chronologischen Entwicklung zeitlich an Schadensmeldungen innerhalb des BAV anschließen, können als Indiz für Vb-Zyklonen gewertet werden.

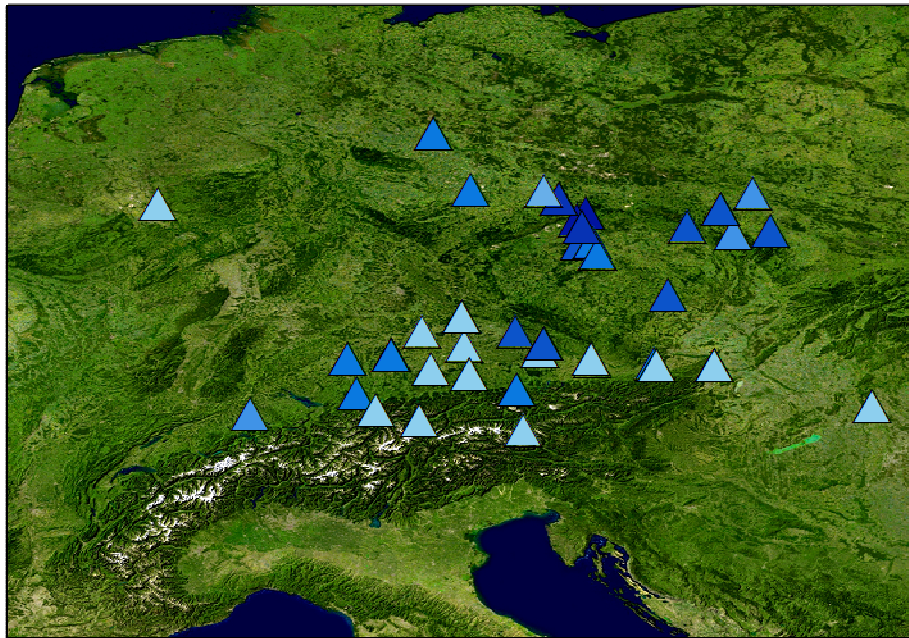
Die Visualisierung der zeitlichen Entwicklung ist innerhalb der folgenden Abbildungen aufgrund von Mehrfachnennungen, die an eine Verortung zu unterschiedlichen Zeitpunkten gebunden sind, erschwert. Auf eine Legende wurde aufgrund der Komplexität verzichtet. Generell gilt: die zeitliche Entwicklung auf Basis taggenauer Angaben wird durch ein blaues Farbschema indiziert. Die chronologische Abfolge beginnt mit hellblauen Symbolen, die einer Abstufung hin zu dunkelblauen Farbtönen folgen. Kreise indizieren Angaben, die auf monatlicher Auflösung basieren. Neben der räumlichen Distribution spielen die deskriptiven Inhalte der historischen Quellen eine wichtige Rolle bei der subjektiven Wetterlagenbestimmung. Die vorgestellten Beispiele werden durch eine Zusammenfassung der analysierten Texte ergänzt.

### 5.3.1 Beispiele rekonstruierter Witterungsfälle

Die Hochwasserkatastrophe im August 1501 stellt vermutlich das abflussreichste Ereignis im BAV seit dem 14. Jh. bis heute dar. Quantitative Nachweise sind in Form von Hochwassermarken überliefert, wie sie beispielsweise in Passau am Fischmarkt verzeichnet sind. Diese Katastrophe ist durch eine Vielzahl historischer Niederschriften belegt. Für das Hauptereignis lassen sich in der IBT über 100 Quellenangaben bei täglicher Auflösung indizieren. Die Anzahl der Quellenangaben alleine ist bereits ein Indiz für eine außerordentliche Katastrophe.

In Abbildung 5.8 ist die räumliche Schadensdistribution für das extreme Hochwasserereignis im August 1501 dargestellt. Die raumzeitliche Distribution der Schadensinformationen zeichnet ein räumliches Muster mit deutlicher Analogie zu den Niederschlagsfeldern rezenter Vb-Wetterlagen (vgl. Kapitel 4.4.2). Die Übereinstimmung zwischen den räumlichen Mustern der Niederschlagsfelder von 1997 (Oderhochwasser) und 2002 (Donau-Elbe Hochwasser) und der Schadensdistribution ist evident. Die rezenten Analogfälle wurden jeweils durch Vb-Wetterlagen verursacht. Die orogenen Barrieren, die bei einer Passage von Vb-Zyklonen feuchte Luftmassen zu Stauniederschlägen zwingen, lassen sich anhand der Schadensschwerpunkte identifizieren. Den historischen Überlieferungen folgend werden die intensivierten Niederschläge erstmals an der Alpennordseite

beschrieben. Anhand der Schadensverortungen lassen sich das BAV und der Verlauf der Donau deutlich nachzeichnen. Weitere Schaden-Hotspots finden sich am Erzgebirge und in Böhmen sowie an den Sudeten. Die räumliche Verteilung innerhalb Böhmens orientiert sich an den Einzugsgebieten von Moldau und Elbe.



**Abb. 5.8:** Hochwasserverteilungsbild August 1501. Das blaue Farbschema von hell nach dunkel zeigt die chronologische Entwicklung von Schadensmeldungen an.

Für den Sommer 1501 lassen sich in Mitteleuropa niederschlagsintensive Verhältnisse ausmachen. Bereits im Vorfeld der Hochwasserkatastrophe kam es zu ausgeprägter Niederschlagsaktivität, wie aus den Niederschriften zu entnehmen ist. Das Hauptereignis selbst lässt sich auf Basis der deskriptiven Daten zwischen 9. und 18. August datieren. Innerhalb dieser Zeitspanne kann folgender Raumbezug für das BAV anhand Hochwasser bedingter Schäden angezeigt werden:

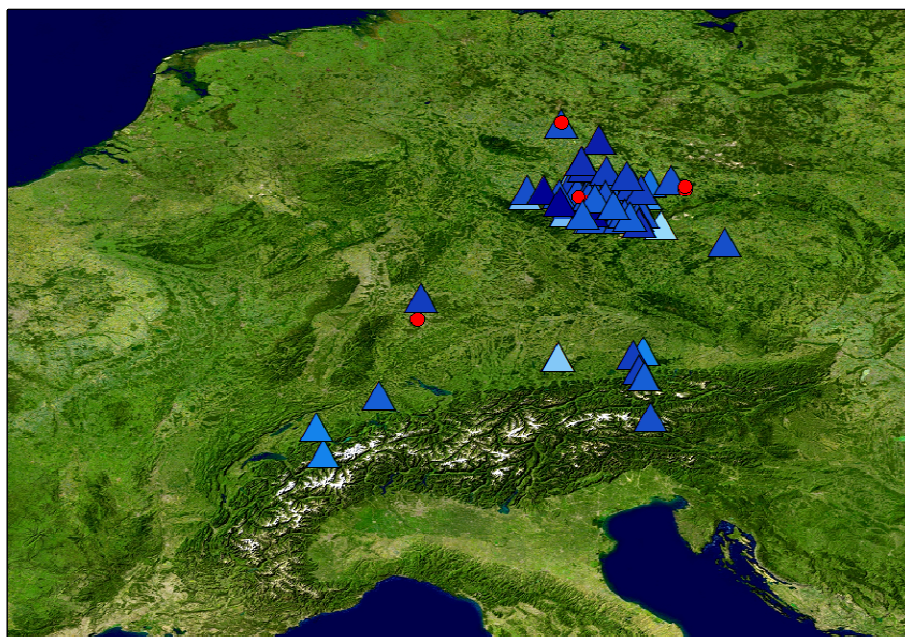
- Inn mit den Verortungen Schärding, Wasserburg und Innsbruck,
- Lech mit der Verortung Augsburg
- Wertach mit der Verortung Augsburg
- Isar mit den Verortungen München und Landshut
- Iller (allgemein)
- Donau (bis Ungarn) mit den Verortungen Ingolstadt, Regensburg, Passau

Für den Zeitabschnitt 9. – 18. August lassen sich auf europäischer Skala hochwasserbezogene Angaben zwischen 10° Ost (Weißenhorn a. d. Roth) und 19° Ost (Ungarn allgemein) sowie 47° Nord (Bad Gastein) und 52° Nord (Fluss Saale, Koordinate Magdeburg) anführen. Dem Ereignis 1501 wird ein überregionaler Perimeter 2. Ordnung (ueregII) zugeordnet (vgl. Kapitel 4.2.1).



### August 1661

In Anlehnung an die Diskussion zu den Quellentexten der Witterungsgeschichte von Weikinn (1985 – 1963) wird die auslösende Witterungslage im August 1661 exemplarisch interpretiert (vgl. Kapitel 4.1.1.1). In Abbildung 5.9 ist die Schadensdistribution zwischen dem 08. bis 28. August dargestellt. Das räumliche Muster zeigt wiederum deutliche Analogien zu den Niederschlagsfeldern rezenten Vb-Wetterlagen mit ausgeprägter östlicher Komponente der auftretenden Hochwasser (vgl. Kapitel 4.4.2). Neben dem räumlichen Aspekt erfährt diese Interpretation weitere Bestätigung durch die chronologische Abfolge und die deskriptiven Angaben der Quellentexte.



**Abb. 5.9:** Hochwasserverteilungsbild August 1661. Das blaue Farbschema von hell nach dunkel zeigt die chronologische Entwicklung von Schadensmeldungen an, rote Kreise zeigen Angaben mit monatlicher Auflösung.

Der gewählte Zeitraum bezieht sich auf Quellenangaben aus Laufen an der Salzach (IBT: ID 31378) und Salzburg (IBT: ID 3749), die zwischen dem 08. und 28. August von anhaltenden Niederschlägen zu berichten wissen. Innerhalb dieser Zeitspanne kommt es an beiden Pegeln zu HW3. Die zeitliche Eingrenzung des Hauptereignisses für das BAV wird durch eine Vielzahl von Quellenangaben um den 15. August spezifiziert, eine räumliche Verlagerung in Richtung Nordosten kann chronologisch nachgezeichnet werden. Die detaillierte Beschreibung des Witterungsablaufes bei von Haßlaw (1666) bestätigt die Annahme einer atmosphärischen Störung, die einer Zyklonenzugbahn Vb gefolgt war. Aus dieser Quelle (IBT: ID 3768) lässt sich weiter ein quasistationäres Verhalten der Zyklone ableiten, begleitet von mehrtägigem Dauerniederschlag, was letztendlich zu extremen Schäden führte.

### Differenzierte Interpretation meridionalisierter historischer Wetterlagen

Pfister (1999) rekonstruiert für den Schweizer Raum subjektive Witterungssituationen, die u. a. in Zusammenhang mit historischen Hochwasserereignissen stehen. Die räumliche Nähe zwischen dem BAV und der Schweiz impliziert, dass die Hochwassergenese nördlich der Alpen zum Teil auf analogen synoptischen Prozessen basiert. Dabei fällt eine synoptische Interpretation zu historischen Hochwasserlagen auf. Die für das BAV besonders hochwasserträchtigen Störungen, die einer Zyklonenzugbahn Vb folgen und dementsprechend auf der Alpen-nordseite zu Staueffekten führen können, finden für den Schweizer Raum keine Erwähnung. Die Hochwassergenese in der Schweiz, mit Ursprung im nördlichen Mittelmeerraum und anschließender meridionaler Zugbahn, wird auf eine Zyklonenzugbahn über den Alpenhauptkamm hinweg auf die nördliche Alpenseite mit folgender Konsequenz beschränkt:

*„Für die hohe Niederschlagsleistung bei Dauerniederschlägen ist nördlich der Alpen allein der Zustand der Atmosphäre für die Entstehung von Extremniederschlägen verantwortlich, kaum dagegen der Beitrag durch Stau.“* (Pfister 1999, S. 215).

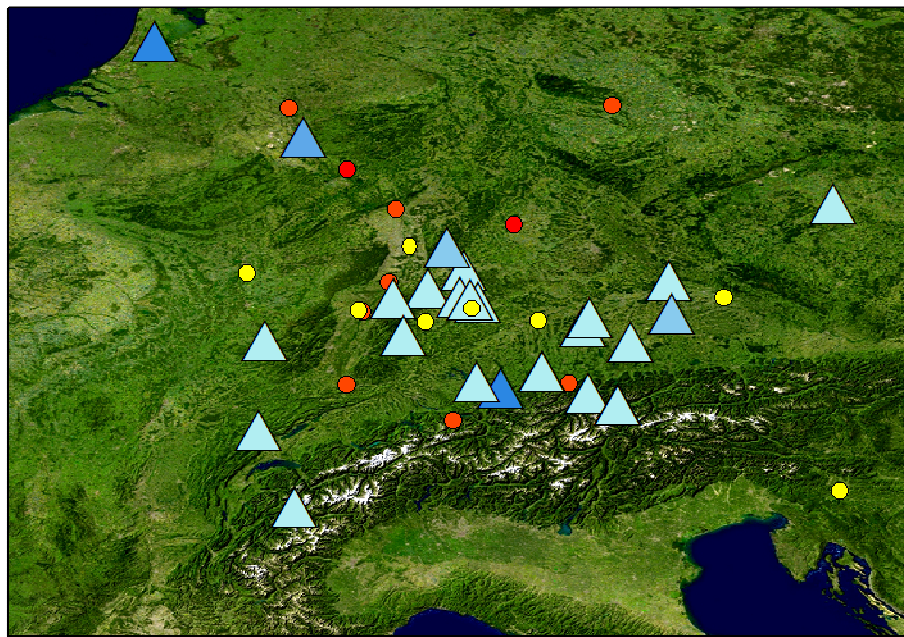
Die von Pfister (1999) interpretierten synoptischen Auslöser für historische Analogfälle lassen sich auf Grundlage der IBT weiter differenzieren. Anhand des Analogfalls 1910 lässt sich diese Differenzierung gut darstellen. Pfister beschreibt für den Schweizer Raum dasselbe Ereignis und verweist zugleich auf historische Analogfälle der Jahre 1511, 1542 und 1821. Als Auslöser für dieses Hochwasser konstatiert Pfister ein umfangreiches Störungssystem, das um den 10. Juni 1910 das europäische Festland erreicht und um den 13. Juni 1910 südlich der Alpen die Zyklogenese eines „Sekundärtiefs“ in Gang setzt und vorab beschriebener Zugbahn folgt. Nach den Daten der IBT in Kombination mit dem Panel der SLP-Luftdruckverteilung ergibt sich folgende Interpretation (vgl. Abb. 4.13): eine Nordwestlage am 10. Juni (s. event-6) führt am 12. Juni zu einer Leezyklogenese im nördlichen Mittelmeerraum (s. event-4). Diese atmosphärische Störung folgt einer Zugbahn Vb mit quasistationären Verhältnissen zw. dem 13. und 14. Juni (s. event-3 und event-2) und muss einem ausgeprägten Stau-effekt unterlegen haben. Für die darauffolgenden Tage lässt sich das Tiefdruckgebiet anhand der EMULATE Daten nicht mehr verfolgen. Generell stellt die von Pfister (1999) konstatierte Hochwassergenese eine weitere synoptische Konfiguration dar, die innerhalb des BAV zu Überschwemmungen führen kann (vgl. Kapitel 3.3.1).

### Oktober 1824

Die ersten beiden Beispiele repräsentieren Schadensdistributionen, denen jeweils „Vb Wetterlagen“ während der Sommermonate zugeordnet wurden. Stellvertre-



tend für eine westliche Wetterlage wird ein Ereignis aus dem Oktober 1824 anhand seiner Schadensdistribution dargestellt. Dieses Hochwasser wurde in Kapitel 4.4.2 bereits als Analogfall vorgestellt und von Bürger et al. (2006a,b,c) wie von Dostal et al. (2007) intensiv untersucht. Der Vergleich mit den Ergebnissen der quantitativen Analyse von Bürger et al. und Dostal et al. soll als Verifizierung der subjektiven Wetterlagenrekonstruktion herangezogen werden. Die Schadensdistribution im Oktober 1824 zeigt eine deutliche Konzentration im westlichen Teil Deutschlands und im BAV (vgl. Abb. 5.10). Das Niederschlagsereignis findet zwischen dem 29. und 31. Oktober statt, die Abflüsse folgen zeitverzögert. Den Verlauf des Rheins kann man anhand der Schadensdistributionen bei minimierter zeitlicher Auflösung entnehmen (vgl. gelbe, rote und orange Kreissymbole in Abb. 5.10).



**Abb. 5.10:** Hochwasserverteilungsbild Oktober 1824. Das blaue Farbschema von hell nach dunkel zeigt die chronologische Entwicklung von Schadensmeldungen an, gelbe Kreise zeigen Angaben für das Monatsende Oktober, rote Kreise Angaben mit monatlicher Auflösung für den Oktober, orange Kreise Angaben für Anfang November

Auffällig ist die zeitliche Komponente der täglich aufgelösten Hochwasserinformationen (vgl. die blauen Dreiecksgeometrien). Das Ereignis muss zeitgleich einen weitaus größeren räumlichen Ausschnitt Mitteleuropas in Mitleidenschaft gezogen haben, wie bei Bürger et al. (2006a,b,c) und Dostal et al. (2007) konstatiert wird.

### 5.3.2 Katalog zur Hochwassergeschichte des BAV

Begleitend zur vorliegenden Dissertation wurde ein Katalog zur Hochwassergeschichte des BAV erstellt werden, dessen Publikation nachträglich beabsichtigt

ist. In diesem Katalog werden alle innerhalb der **IBT** erhobenen Hochwasserereignisse mit Verortung innerhalb des BAV aufgeführt. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit auf der Grundlage synoptischer Interpretation gewonnenen Erkenntnisse werden anhand von Hochwasserverteilungsbildern visualisiert und die Inhalte der deskriptiven Quellen zusammengefasst aufgeführt. Ergänzend werden allgemeine klimatische Rahmenbedingungen nach Arbeiten von Glaser (2008) und Pfister (1999) u. a. hinzugezogen. Stellvertretend folgt an dieser Stelle ein Beispiel aus dem Jahr 1515. Mit dem Parameter Raumbezug werden die betroffenen Verortungen innerhalb des BAV aufgeführt. Der Perimeter gibt die maximale räumliche Erstreckung der Hochwasserereignisse innerhalb Europas anhand der Himmelsrichtungen an. SI steht für subjektive Interpretation.

### 1515 Sommer

Raumbezug: Augsburg, München, Inn-Viertel

Perimeter: uereg plus; Südtirol (S), Danzig (N), Rhein (W), Krakau (O)

SI: Atmosphärisches Störungssystem mit meridionaler Zugbahn

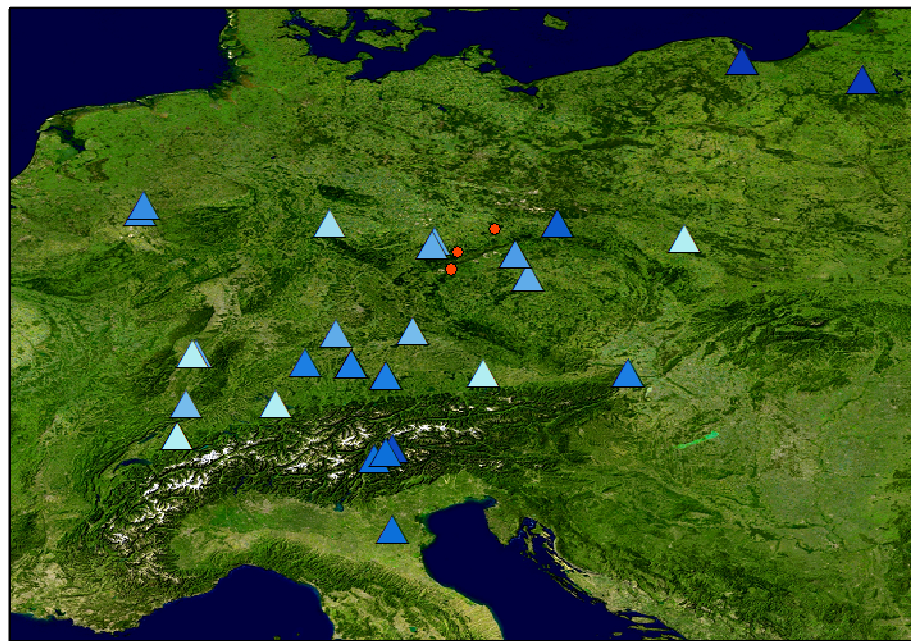
Der Sommer 1515 zählt nach Casty et al. (2005) ebenfalls zu den Sommermonaten mit extremen Niederschlägen, die die 2-fache Standardabweichung überschritten haben. Glaser (2008) beschreibt diesen kühlen Sommer für Mitteleuropa als den niederschlagsreichsten des 16. Jh.s. Die Monate Juli und August waren anomal feucht, alle größeren Flüsse traten über die Ufer und verursachten lang anhaltende Überschwemmungen. Der Rhein soll bis zu 10 Wochen Hochwasser geführt haben. Eine weitere Quelle beschreibt die Wetterverhältnisse sehr drastisch mit „keine drei Tage schön aneinander“. Diese vermeidliche stilistische Übertreibung wird von den täglichen Beobachtungen Kilian Leibs bestätigt (vgl. Pfister 1999). Problematisch für die Analyse sind auffällige Analogien zum Sommer 1516, die nahelegen, dass die Chronisten ein und dasselbe Ereignis für zwei zeitlich benachbarte Jahre beschrieben haben. Für ein und dasselbe Ereignis sprechen Quellenangaben aus beiden Jahren mit analogen Ortsangaben. Aufgrund der ausgeprägten Regentätigkeit ist das Jahr 1515 zu bevorzugen.

Aus einer Vielzahl von Quellenangaben lässt sich ein Hauptereignis mit überregionalem Schadens- bzw. Überschwemmungsperimeter 2. Ordnung isolieren (vgl. Kapitel 4.2.1). Der vorausgegangenen regenreichen Periode wird eine starke Vorsättigung durch vorhergehende atmosphärische Störungen unterstellt. Das Hauptereignis lässt sich zwischen dem 17. und 26. Juli festmachen und führt zu starken bis katastrophalen Überschwemmungen, die von Bozen bis Danzig nahezu zeitgleich beschrieben werden. Innerhalb des Untersuchungsgebietes wird für das Inn-Viertel (amtlich Innkreis) ab dem 13.07. von vier Wochen Dauerregen und Überschwemmungen berichtet (vgl. Rohr 2008). Für Augsburg und München ist dieses Ereignis bei taggenauer Auflösung überliefert. Aufgrund der zahlreichen Quellenangaben muss die Datierung der unten aufgeführten Quellenan-

gabe aus Augsburg „Weinmonat“ bezweifelt und mit „Heumonat“ ergänzt werden.

*"Es seynd auch diß Jahr alle Brunnen / Bäch / Fließ und See / durch ganz Teutschlandt dermassen angeflosse/ dass das Wasser nicht allein über die Thämme / Gestad und Brucken ... sondern auch in etlichen Stätten über die Stadtmauer geflossen / und großen Schaden gethan: wie dann auch diese unsere Statt den siebenzehenden Weinmonats gleich einer insul in dem von der Wertach und Lech gestanden."* (IBT: ID 1633)

In Abbildung 5.11 ist die räumliche Verteilung der hochwasserbedingten Schäden für dieses Ereignis dargestellt.



**Abb. 5.11:** Hochwasserverteilungsbild Ende Juli Anfang August 1515. Das blaue Farbschema von hell nach dunkel zeigt die chronologische Entwicklung von Schadensmeldungen an, rote Kreise zeigen Angaben mit monatlicher Auflösung.

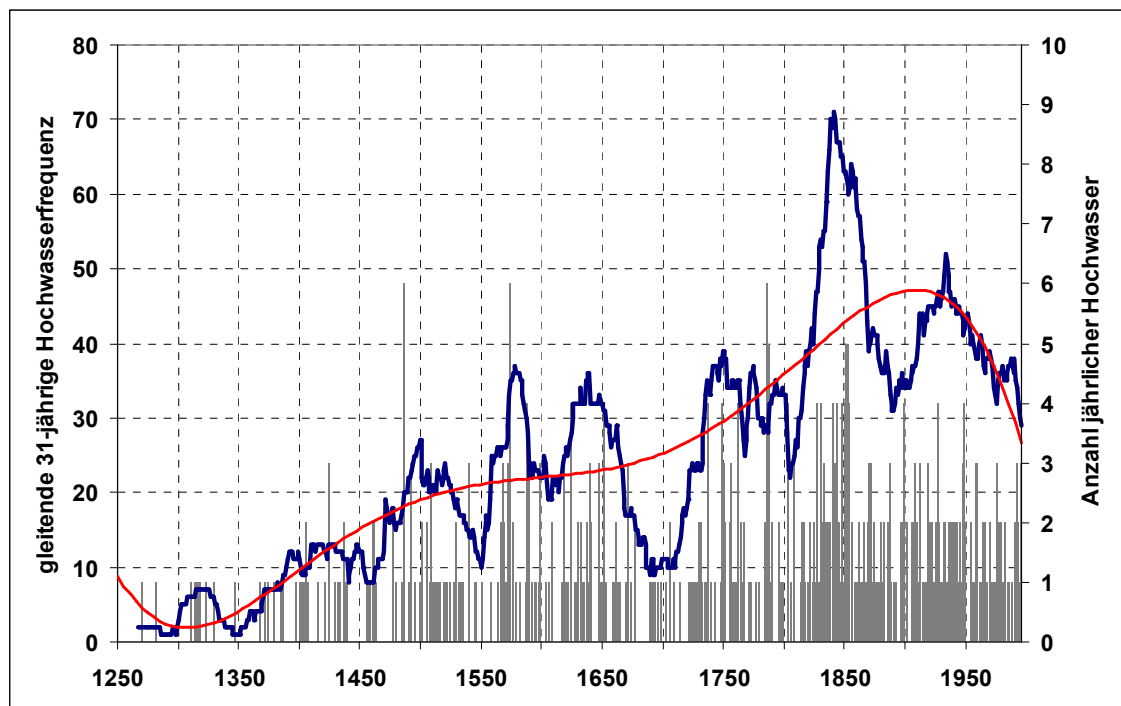
### 5.3.3 Exkurs Magdalenenflut 1342

Ein kurzer Exkurs zur Magdalenenflut aus dem Jahre 1342 soll den Perimeter dieser Katastrophe und die Bedeutung für das BAV aufzeigen. Die Magdalenenflut zählt bis heute als das abflussstärkste Hochwasserereignis Mitteleuropas, das durch Zeitzeugen überliefert ist (vgl. u. a. Glaser 2008, LfU Bayern 2009). Dieser meteorologische Supergau ist für das Untersuchungsgebiet nach der gegenwärtigen Datenlage nur von geringer Bedeutung. Die Magdalenenflut, als HQ10.000 definiert (vgl. Tetzlaff et al. 2002), hat der Quellenlage nach hauptsächlich die Gebiete links der Donau in enorme Mitleidenschaft gezogen. Den Quellentexten der IBT zufolge lässt sich für das BAV nur eine einzige Textpassage mit täglicher Auflösung finden, in der beschrieben wird, wie die Brücke zu

Straubing am 22.07.1342 (IBT: ID 488) von der Donau überspült wird. Erschwerend für eine Zuordnung innerhalb des BAV kommt hinzu, dass im Jahre 1342 Mitteleuropa von einem Winter- und einem Sommerhochwasser heimgesucht wurde. Eine weitere Quellenangabe nennt für das Jahr 1342 zwei Hochwasserereignisse, unter anderem für den Inn. Dieser Quelle kann aber nicht entnommen werden, ob es sich um das Winterhochwasser oder das Sommerhochwasser von 1342 handelt. In Zusammenhang mit der Magdalenenflut wird die Donau in den Quellentexten mehrfach bei taggenauer zeitlicher Auflösung genannt, ein Umstand, der sich mit den Zuflüssen der linksseitigen Donautributäre erklären lässt. Auffällig ist jegliches Fehlen ausführlicher Beschreibungen innerhalb des BAV insofern, als dass das Magdalenenhochwasser mit zu den qualitativ und quantitativ am besten überlieferten Ereignissen aus der Epoche vor 1500 zählt. Der Annahme einer Vb-Wetterlage als synoptischem Auslöser für diese Katastrophe (vgl. Bork & Piorr 2000) muss auf Grundlage der Hochwasserdistribution nach den Inhalten der IBT (nicht dargestellt) widersprochen werden.

## 5.4 Analyse der Hochwassergeschichte des BAV in annueller Auflösung

Die folgenden Arbeitsschritte und Diskussionen beziehen sich auf die Hochwasserentwicklung für das Gesamtjahr, eine jahreszeitliche Differenzierung erfolgt in Kapitel 5.7. Hochwasserereignisse, die innerhalb des Alpenvorlandes zeitgleich stattgefunden haben, wurden nach Definition einer synoptischen Regelablaufphase als ein Ereignis gewertet (vgl. Kapitel 4.1.1). Die graphische Darstellung der Hochwasserchronologie des BAV erfolgt in Kombination von 31-jähriger gleitender Hochwasserhäufigkeit und der zugrundeliegenden Anzahl jährlicher Hochwasserereignisse. Die Graphik ist um das Polynom 5-ten Grades ergänzt, das gewählte Polynom ist die mathematische Grundlage für die Definition hochwasserreicher bzw. hochwasserarmer Phasen (vgl. Kapitel 4.4.1). In Abbildung 5.12 ist die Hochwasserfrequenz des BAV zwischen dem 14. Jh. und 1995 dargestellt. Die grauen Säulen zeigen die jährliche Anzahl der Hochwasserereignisse. Anhand des Polynomfilters (rote Kurve) lässt sich ablesen, dass die Hochwasserfrequenz einem kontinuierlichen Anstieg bis in die 1940er Jahre unterworfen ist. Dieser Trend muss in Zusammenhang mit der steigenden Datendichte gesehen werden. Trotz der anfänglich geringen Datendichte werden die ersten Hochwasserphasen der Zeitreihe in die Diskussion mit einbezogen (vgl. 14. Jh. bis Mitte 15. Jh. in Abb. 5.12).



**Abb. 5.12:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit BAV 1250 – 1995 für das Gesamtjahr (blau Kurve). Rote Kurve: Polynomfilter 5ten Grades, graue Säulen: Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse



Die Hochwasserentwicklung des BAV zeigt einen Wechsel von hochwasserreichen und hochwasserarmen Phasen auf. Insgesamt lassen sich acht Hochwasserphasen ausmachen, die in Zeitabständen von 60 bis 80 Jahren wiederkehren (vgl. Tabelle 5.4). Die hochwasserreichen Phasen sind generell von längerer mittlerer Dauer. Die klimatischen Rahmenbedingungen für die Hochwassergenese unterliegen demnach variablen Bedingungen, die sich in wiederkehrender Periodizität hochwasserfördernder bzw. hochwasserminimierender Verhältnisse widerspiegelt.

#### **5.4.1 Zeitliche Entwicklung der Hochwassergeschichte in Kontext zur Klimavariabilität Mitteleuropas**

Im Folgenden wird die Hochwassergeschichte des BAV dem aktuellen Stand historischer Klimaforschung für den mitteleuropäischen Raum gegenübergestellt. Die 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz wird in Bezug auf klimatische Begleitumstände und ausgewählte Forcingfaktoren untersucht und diskutiert. Dabei stehen die klimatischen Rahmenbedingungen der Sonnenfleckenaktivität und der „Kleinen Eiszeit“ im Mittelpunkt (vgl. Kapitel 3.2.2). Die deskriptive Gegenüberstellung berücksichtigt zudem die niederfrequente Entwicklung der klimatischen Kenngrößen Niederschlag und Temperatur. Die Bedeutung des Nordatlantischen Oszillationsindex (NAOI) für die Hochwasserfrequenz wird in Kapitel 5.7.7 nach jahreszeitlichen Aspekten analysiert. In Tabelle 5.4 sind die ausgewiesenen Hochwasserphasen den Sonnenfleckenminima und den Phasen negativer Temperaturanomalien innerhalb der „Kleinen Eiszeit“ gegenübergestellt (siehe Legende zu Tabelle 5.4). Die LIATEs 1 – 3 beschreiben markante Vorstoßphasen alpiner Gletscher. Dabei ist eine zeitliche Verzögerung der Gletscherreaktion auf klimatische Veränderungen und Massenbilanz zu berücksichtigen. Die Reaktionen auf klimatische Veränderungen gestalten sich sehr individuell. Der Aletschgletscher beispielsweise reagiert auf Grund seiner Größe mit einer Zeitverzögerung von etwa 20 Jahren auf klimatische Rahmenbedingungen (s. Wanner et al. 2000a). Alle drei ausgewiesenen Gletschervorstoßphasen fallen mit Hochphasen negativer Temperaturanomalien der „Kleinen Eiszeit“ zusammen (s. Tab. 5.4).

**Tab. 5.4:** Graphische Übersicht und Gegenüberstellung klimatisch auffälliger Phasen und definierter Hochwasserphasen für das BAV ab 1300 AD. Die Angaben unterliegen zu Phasenbeginn und -ende dekadischer Unschärfe, Abkürzungen s. Legende (Daten „Kleine Eiszeit“ nach Wanner et al. 2000a, Daten Sonnenfleckennminima nach Glaser 2008)

Jahre AD ab	1300	1310	1320	1330	1340	1350	1360	1370	1380	1390
HW-Phasen	PH1 <sub>BAV</sub>	PH1 <sub>BAV</sub>	PH1 <sub>BAV</sub>					PH2 <sub>BAV</sub>	PH2 <sub>BAV</sub>	PH2 <sub>BAV</sub>
Sonnenaktivität	W	W	W	W						
LIATEs	LIATE 3	LIATE 3	LIATE 3	LIATE 3	LIATE 3	LIATE 3	LIATE 3	LIATE 3	Tmp. neg.	Tmp. neg.
Jahre AD ab	1400	1410	1420	1430	1440	1450	1460	1470	1480	1490
HW-Phasen	PH2 <sub>BAV</sub>	PH2 <sub>BAV</sub>	PH2 <sub>BAV</sub>	PH2 <sub>BAV</sub>	PH2 <sub>BAV</sub>			PH3 <sub>BAV</sub>	PH3 <sub>BAV</sub>	PH3 <sub>BAV</sub>
Sonnenaktivität						S	S	S	S	S
LIATEs	Tmp. Neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.
Jahre AD ab	1500	1510	1520	1530	1540	1550	1560	1570	1580	1590
HW-Phasen	PH3 <sub>BAV</sub>	PH3 <sub>BAV</sub>				PH4 <sub>BAV</sub>	PH4 <sub>BAV</sub>	PH4 <sub>BAV</sub>	PH4 <sub>BAV</sub>	
Sonnenaktivität	S	S	S							
LIATEs							Tmp. neg.	LIATE 2	LIATE 2	LIATE 2
Jahre AD ab	1600	1610	1620	1630	1640	1650	1660	1670	1680	1690
HW-Phasen		PH5 <sub>BAV</sub>	PH5 <sub>BAV</sub>	PH5 <sub>BAV</sub>	PH5 <sub>BAV</sub>	PH5 <sub>BAV</sub>				
Sonnenaktivität								LMM	LMM	LMM
LIATEs	LIATE 2	LIATE 2	LIATE 2	LIATE 2	Tmp. neg.	Tmp. neg.	Tmp. neg.			
Jahre AD ab	1700	1710	1720	1730	1740	1750	1760	1770	1780	1790
HW-Phasen				PH6 <sub>BAV</sub>	PH6 <sub>BAV</sub>	PH6 <sub>BAV</sub>	PH6 <sub>BAV</sub>	PH6 <sub>BAV</sub>		
Sonnenaktivität	LMM	LMM								D
LIATEs										

(Fortsetzung und Legende siehe nächste Seite)

Jahre AD ab	1800	1810	1820	1830	1840	1850	1860	1870	1880	1890
HW-Phasen			PH7 <sup>BAV</sup>	PH7 <sup>BAV</sup>	PH7 <sup>BAV</sup>	PH7 <sup>BAV</sup>	PH7 <sup>BAV</sup>	PH7 <sup>BAV</sup>		
Sonnenaktivität	D	D	D							
LIATEs	Tmp. Neg.	LIATE 1	LIATE 1	LIATE 1	LIATE 1	Tmp. neg.				
Jahre AD ab	1900	1910	1920	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990
HW-Phasen		PH8 <sup>BAV</sup>	PH8 <sup>BAV</sup>	PH8 <sup>BAV</sup>	PH8 <sup>BAV</sup>					
Sonnenaktivität										
LIATEs										

Legende zu Tab. 5.4

	Little Ice Age Typ Events		Hochphasen negativer Temperaturanomalie
LIATE 1	1300 – 1380	neg. Temp.	1300 – 1500
LIATE 2	1570 – 1640	neg. Temp.	1560 – 1670
LIATE 3	1810 – 1850	neg. Temp.	1800 – 1860
	Sonnenfleckenminima		Hochwasserphasen (Maxima: rote Signatur)
W	Wolf Minimum 1282 – 1342	PH1 <sup>BAV</sup>	1300 – 1335
S	Spörer Minimum 1450 – 1534	PH2 <sup>BAV</sup>	1370 – 1450
LMM	Spätes Maunder Minimum 1675 – 1715	PH3 <sup>BAV</sup>	1470 – 1525
D	Dalton Minimum 1790 – 1830	PH4 <sup>BAV</sup>	1555 – 1590
		PH5 <sup>BAV</sup>	1615 – 1665
		PH6 <sup>BAV</sup>	1730 – 1780
		PH7 <sup>BAV</sup>	1820 – 1870
		PH8 <sup>BAV</sup>	1910 – 1955



Die Quellenlage vor Beginn des 14. Jh.s ist stark minimiert, es konnten keine Phasen auf Basis 31-jähriger gleitender Intervalle bestimmt werden. Damit muss eine qualitative Bewertung entfallen.

### PH1<sup>BAV</sup> 1300 – 1335

Die erste, chronikalisch belegbare Phase gesteigerter Hochwasseraktivität findet mit Beginn des 14. Jh.s statt und dauert bis 1335 (s. Abb. 5.12). Zeitlich fällt PH1<sup>BAV</sup> mit dem Beginn der „Kleinen Eiszeit“ zusammen (vgl. Tab. 5.4), einer Phase signifikanter klimatischer Veränderungen (vgl. z. B. Wanner et al. 2000a, Glaser 2008). Die Initialphase der „Kleinen Eiszeit“ wird von einer Häufung kühler Winter zwischen 1313 und 1371 (vgl. Lamb 1977) und der ersten Gletschervorstoßphase (LIATE 3) begleitet. Dieser Zeitraum wird von Pfister (1998) als im Durchschnitt um mehr als 1°C kälter als die vorhergehenden 3 Dekaden beschrieben<sup>71</sup>. Analog zu PH1<sup>BAV</sup> wird eine Abfolge außergewöhnlich feuchter Sommer zwischen den Jahren 1313 bis 1321 beschrieben. Diese regenreichen Sommermonate wurden aus hygrischer Sicht zusätzlich von zumeist feuchten Frühjahrs- und Herbstverhältnissen begleitet (vgl. Lamb 1982). Das gehäufte Auftreten kühlfeuchter Sommer- und Herbstmonate lässt sich mit vermehrten West- und Nordwestlagen in Verbindung bringen. Eine „*ununterbrochene Sequenz von sehr nassen und kühlen Sommermonaten und Herbstmonaten mit viel Schnee in den Alpen*“ (Wanner et al. 2000, S. 83) führt bis zur Mitte des 14. Jh.s zu einem ersten, weitreichenden Gletschervorstoß (LIATE 3). Zu einer Häufung von strengen Wintern kommt es erst im fortgeschrittenen 14. Jh. bei gleichzeitigem Rückgang der Hochwasserfrequenz innerhalb des BAV.

Die atmosphärischen Rahmenbedingungen während PH1<sup>BAV</sup> implizieren hochwasserbegünstigende Verhältnisse. Das vermehrte Auftreten westlicher Lagen besitzt in mehrfacher Hinsicht Hochwasserpotential. Generell können Westlagen selbst Hochwasserlagen darstellen. Dieser Zustand tritt hauptsächlich dann ein, wenn eine Abfolge mehrerer in die Westwinddrift eingelagerter Störungen den Untersuchungsraum passiert (Stichwort Zyklonenfamilie vgl. z. B. Häckel 2008). Indirekt hochwasserwirksam können Westlagen in Form eingelagerter atmosphärischer Störungen werden, die zu Vorsättigung und SchneeRetention führen können. Das gehäufte Auftreten eingelagerter Zyklonen in westliche Lagen kann in zunehmender Schneeakkumulation in alpinen Lagen resultieren, die aufgrund der vorab beschriebenen negativen Temperaturentwicklung lange in das hydrologische Jahr hinein Bestand haben konnten. Die mögliche Bedeutung einer Schneeschmelze für die Hochwassergenese lässt sich dem Analogfall 1999 entnehmen (vgl. Kapitel 3.1.2). Die rekonstruierten Verhältnisse während PH1<sup>BAV</sup> implizieren schneereiche Winter und daraus resultierenden gesteigerten Abfluss. Weitere Hochwasserrelevanz kommt westlichen Wetterlagen hinsichtlich der Leezyklonogenese zu. Vor allem vermehrt auftretende NW-Lagen (siehe oben) können zu

---

<sup>71</sup> Die der „Kleinen Eiszeit“ vorhergehenden 3 Dekaden fallen in die Klimaperiode des sog. mittelalterlichen Klimaoptimums (vgl. z. B. Glaser 2008)

einer gehäuften Zyklongenese im nördlichen Mittelmeerraum geführt haben (vgl. Kapitel 3.3). Folgen mediterrane Zyklonen nord/nordöstlichen Zugbahnen, dann können daraus intensive Niederschläge für das Untersuchungsgebiet resultieren. PH1<sup>BAV</sup> wird von einer externen Systemschwankung begleitet und fällt in das Wolfminimum, eine Phase minimierter Sonnenaktivität zwischen den Jahren 1282 – 1342. Aus Tabelle 5.4 ist zu entnehmen, dass das Wolfminimum nur wenige Jahre nach dieser ersten Phase erhöhter Hochwasseraktivität im BAV endet.

Der Übergangszeitraum vom mittelalterlichen Klimaoptimum zur „Kleinen Eiszeit“ stellt generell einen Zeitraum dar, der von Naturkatastrophen geprägt war. Zwei Extremereignisse, die in NQ1<sup>BAV</sup> fallen, stechen dabei besonders hervor. Die Schadensamplituden dieser Naturereignisse wurden mit „biblischen Ausmaßen“ beschrieben und dokumentiert. Im Jahre 1342 fand die Magdalenenflut statt, ein Binnenhochwasser, das in einem Exkurs gesondert diskutiert wird (vgl. Kapitel 5.3.3). Diesem „meteorologischen Supergau“ Mitteleuropas steht die „Grote Mandränke“ (Große Manntränke), auch als die „zweite Marcusflut“ bezeichnet, nicht nach. Diese Sturmflut im Januar 1362 hat zu enormen Menschen- und Landverlusten an der Nordsee geführt (vgl. z. B. Newig 2004).

## PH2<sup>BAV</sup> 1370 – 1450

PH2<sup>BAV</sup> fällt in eine klimatische Periode, in der für weite Teile nördlich der Alpen die Dominanz persistenter und blockierender Hochdrucklagen beschrieben wird. Zeitgleich werden lange winterliche Kälteperioden hervorgehoben. Dies gilt hauptsächlich für die Jahre zwischen 1400 und 1430. Markante Differenzierungen zu den Strömungsverhältnissen des 20. Jh.s sind deutlich verringerte Westlagen um 1430 (vgl. Lamb 1982, 1980)<sup>72</sup>. Wanner et al. (2000a) beschreiben von 1430 bis 1490 eine generell kältere Situation im Schweizer Raum, analoge Verhältnisse werden auf Grund der räumlichen Nähe für den Untersuchungsraum BAV unterstellt. Persistente Hochdrucklagen über Mitteleuropa können zu intensiviertem Kaltlufttransport aus dem nord-/nordosteuropäischen Raum führen – eine mögliche Ursache für die niedrigen Wintertemperaturen in der Schweiz und dem BAV. Gleichzeitig sind trockenere Verhältnisse für Mitteleuropa zu erwarten, da die Antizyklonen die Westdrift blockieren und atlantische Frontalzyklonen nach Norden hin auslenken. Der Alpenraum, das BAV sowie das südliche Mitteleuropa generell können aber gleichzeitig feuchteren Bedingungen unterliegen, da durch intensivierte Druckgradienten am Antizyklonensüdrand sowie durch eine verstärkte Kaltluftadvektion im Mittelmeerraum die Zyklongenese über dem nördlichen Mittelmeer gefördert wird, deren Frontalsysteme bei nördlichen Zugrichtungen Einfluss auf die genannten Regionen nehmen. Die Verringerung zonaler Lagen und ein dadurch begünstigtes Auftreten meridionaler Strömungskomponenten ist ein Indiz für hochwasserrelevante Wetterlagen, die innerhalb des BAV die Zunahme der Hochwasserfrequenz erklären können. Aus Tab. 5.1

<sup>72</sup> Mendel et al. (1997) beschreiben eine Zunahme der Westlagen in Mitteleuropa mit Konzentration auf die Wintermonate zwischen den Jahren 1890 und 1990.

ist ersichtlich, dass der Beginn von PH2<sup>BAV</sup> zeitlich mit dem Ende von LIATE 3 zusammenfällt.

### **NQ2<sup>BAV</sup>**

Nach Mann et al. (1998) und Briffa et al. (1998) waren die 1450er und 1460er Jahre auf der Nordhemisphäre durch deutlich kühlere Verhältnisse, verglichen mit dem Temperaturmittel der Gegenwart (Referenzperiode 1961 – 1990), geprägt. In diesen Zeitraum fällt NQ2<sup>BAV</sup>, eine Phase, die durch eine relativ geringe Abschwächung der Hochwasseraktivität gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 5.12).

### **PH3<sup>BAV</sup> 1470 – 1525**

Während PH3<sup>BAV</sup> sind feuchte Verhältnisse für die Sommermonate im Alpenraum belegt (vgl. Pfister & Brázdil 1999). Diese tendenzielle Beschreibung der hygrischen Verhältnisse zeichnet sich auch in der Entwicklung der Hochwasserfrequenz im BAV ab (vgl. Abb. 5.12). Zu Ende der dritten Dekade des 16. Jh.s endet auch diese Phase. Wanner et al. (2002a) halten für die Sommer der ersten vier Dekaden des 16. Jahrhunderts warme Verhältnisse fest. Der Zeitraum 1500 bis 1560 wird generell als eine „milde“ Periode beschrieben (vgl. Wanner et al. 2000a). Nach Pfister (1999) können für die Jahre zwischen 1515 und 1560 starke negative Temperaturanomalien für die Wintermonate im Alpenraum größtenteils ausgeschlossen werden. Diese klimatischen Verhältnisse werden von einem reduzierten Auftreten trockener und persistenter Bise-Lagen begleitet. Ab dem Jahr 1500 können die atmosphärischen Rahmenbedingungen der Hochwassergenese im BAV anhand klima- und zirkulationsbezogener Indizes analysiert werden. In Kapitel 5.7.2 werden die Indizes für die Zeitreihe „Hochwasserfrequenz Sommer 1500 – 1658“ und in Kapitel 5.7.4 die Indizes für die Zeitreihe „Hochwasserfrequenz Sommer 1659 – 1999“ vorgestellt.

### **NQ3<sup>BAV</sup>**

Die im Folgenden beschriebenen klimatischen Verhältnisse der hochwasserarmen Phase NQ3<sup>BAV</sup> (1525 – 1555) weisen eine Veränderung der Klimakenngröße Niederschlag auf und sind ein deutliches Indiz für veränderte Rahmenbedingungen der Hochwassergenese. Generell werden für das zweite Drittel des 16. Jh.s für weite Teile Europas leicht erhöhte Temperaturen bei anomal negativen Niederschlagsmengen beschrieben (Lamb 1977, 1982, Pfister & Brázdil 1999). Die hochwasserarme Phase NQ3<sup>BAV</sup> fällt nahezu exakt in diesen Zeitabschnitt. Die Sommerverhältnisse im Alpenraum werden zwischen 1530 und 1560 als zu trocken konstatiert (Pfister & Brázdil 1999). Für das zweite Drittel des 16. Jh.s werden, verglichen mit den Verhältnissen des 20. Jh.s, die klimatischen Verhältnisse weiter Teile Europas mit leicht erhöhten Temperaturen und anomal niedri-

gen Niederschlagsmengen dargestellt (vgl. Lamb 1977, 1982, Pfister & Brázdil 1999). Im Alpenraum werden analoge hygrische Verhältnisse beobachtet.

#### **PH4<sup>BAV</sup> 1555 – 1590**

Zwischen den Jahren 1555 und 1590 ist eine vierte, deutlich ausgeprägte Hochwasserphase zu beobachten (vgl. Abb. 5.12). Einen Anhaltspunkt für die klimatischen Rahmenbedingungen während dieser Phase liefert Lamb (1980), der ein Vorherrschen von weniger Westlagen als im langfristigen Mittel konstatiert (1550 – 1770). Damit fallen die Hochwasserphasen PH4<sup>BAV</sup> bis einschließlich PH6<sup>BAV</sup> in übergeordnete klimatische Rahmenbedingungen mit generell reduzierten Westlagen für Mitteleuropa. Die Sommerverhältnisse zwischen 1570 und 1720 werden bei Wanner et al. (2002a) als kühl beschrieben.

Ab 1560 werden deutlich überdurchschnittliche Regenmengen im Alpenraum beschrieben (Pfister & Brázdil 1999). Die Zunahme der Niederschläge spiegelt sich in PH4<sup>BAV</sup> wieder und wird durch ein auffälliges Maximum der Hochwasserfrequenz hervorgehoben (vgl. Abb. 5.12). Die kühl-feuchten Sommerverhältnisse werden erstmals für den Süden Europas indiziert, mit kurzer zeitlicher Verzögerung setzen sich diese Bedingungen auch in Zentraleuropa, Skandinavien und Osteuropa durch. Eine derartige Häufung „misslicher“ Sommer“ für Zentral- und Osteuropa wird als einmalig in den letzten 700 Jahren beschrieben (vgl. Pfister 1988, Glaser 1997). Wanner et al. (2000a) verweisen für das letzte Drittel des 16. Jh.s auf eine Häufung zonaler Wetterlagen und einen dadurch verringerten Einfluss des Azorenhochs auf West- und Zentraleuropa. Diese atmosphärischen Bedingungen resultieren während der Sommermonate in deutlich überdurchschnittlichen Regenmengen im Alpenraum und zeigen eine Klimavariabilität für den Alpenraum, die vom zentraleuropäischen Mittel abweicht.

Jacobeit et al. (1999) konstatieren für die Winter- und Frühjahrsmonate des 16. Jh.s „häufigere Phasen mit negativem NAOI“. Diese Phasen werden in Zentraleuropa mit regelmäßigen und persistenten Kaltluftausbrüchen aus Nord- und Nordosteuropa in Verbindung gebracht. Dieses Ergebnis findet durch die historischen Beobachtungen des Zeitzeugen Tycho Brahe (\*1546 – † 1601) Bestätigung (vgl. Lamb 1982). Ein negativer NAOI kann zu potentiell verstärkten meridionalen Strömungskonfigurationen führen. Dazu zählen auch die indizierten Nordlagen, die in Kombination mit Kaltlufteinbrüchen im BAV grundlegend hochwasserbedeutsam sind. Die nördliche Anströmungsrichtung gegen den Alpenkörper kann einerseits zu Stauniederschlägen im Alpenvorland führen und andererseits die Leezyklogenese auf der Alpensüdseite begünstigen. Bewegen sich daraus resultierende atmosphärische Störungen auf einer Zugbahn Vb nach Nordosten, kann daraus eine gesteigerte Hochwassergefährdung für das Alpenvorland entstehen (vgl. Kapitel 3.3). Nordlagen können in den Hochlagen der Einzugsgebiete auch dazu beitragen, dass Niederschläge temporär in Form von Schnee gespeichert werden und nachträglich dem Abfluss zugeführt werden.

Für die zweite Hälfte des 16. Jh.s wird eine Häufung kalter und trockener Winter- sowie Frühjahrsmonate beschrieben (Pfister & Brázdil 1999). Für die Winter des letzten Drittels des 16. Jh.s werden außergewöhnlich kalte Verhältnisse angenommen (Wanner et al. 2000a). In dieser Phase stechen besonders die Winterverhältnisse von 1586 bis 1595 im Schweizer Raum hervor - eine Periode, mit der das Ende von PH4<sup>BAV</sup> zusammenfällt. Auch Flohn (1985) beschreibt das winterliche Temperaturmittel nach 1560 deutlich kälter als während der Referenzperiode des 20. Jh.s. Gleichzeitig fällt der Beginn von LIATE 2 in diese Periode. Diese klimatische Veränderung korrespondiert mit der von Wanner indizierten Häufung zonaler Lagen im letzten Drittel des 16. Jh.s mit Auswirkungen auf den Alpenraum (vgl. oben). In der Schweiz äußern sich die zonalen Anströmungsmuster mit einer Häufung anhaltender Staulagen, die in besonderen Fällen auch während der Sommermonate Schneefälle bis in das Schweizer Mittelland gebracht haben. Diese Phase erhöhter Sommerniederschläge wird für eine Änderung der Massenbilanz von alpinen Gletschern verantwortlich gemacht, verbunden mit Vorstößen der Alpengletscher (vgl. LIATE 2 in Tab. 5.1). Der sommerliche Schneefall in den höheren Lagen der Alpen führt zwischen 1560 und 1630 außerdem zu stark erhöhter Albedorate und dadurch bedingten positiven Massenbilanzen der Gletscher (Wanner et al. 2000b). Maximale Vorstöße wurden durch kleine Gletscher (z. B. Unterer Grindelwaldgletscher) bereits zur Jahrhundertwende erreicht, die großen Alpengletscher wie beispielsweise der Rhonegletscher erreichten ihre Maxima erst zur Mitte des 17. Jh.s. Wanner et al. (2000a) vermuten für die Sommermonate zwischen 1560 bis 1600 eine südwärtsige Verschiebung der atlantischen Zyklonenzugbahnen, die für gesteigerten antizyklonalen Einfluss in Zentraleuropa gesorgt haben könnten. Die sommerlichen Niederschlagsmengen im nördlichen Schweizer Alpenvorland (hier als Referenzniederschlagsmengen betrachtet) erreichen ein Maximum, das bis 1995 nicht wieder erreicht wird. Für die Sommer werden in diesem Zeitraum die niedrigsten Temperaturen bis zum Jahre 1995 konstatiert (Wanner et al. 2000b). Während dieser Phase stark positiver Niederschlagsanomalien wird eine hohe Überschwemmungsdichte für den Alpenraum nachgewiesen, die sich mit den außergewöhnlichen Schneemengen im Winter und nass-kalten Verhältnissen in den Frühlingsmonaten erklären lässt (Pfister 1999). Diese Phase ausgeprägter Hochwasseraktivität, die sich zwischen den Jahren 1550 und 1580 auch im BAV belegen lässt, ist auch für weitere Regionen Mitteleuropas belegt (vgl. Tab. 5.5). Zwischen den Jahren 1550 und 1695 steigt das Niveau der Hochwasseraktivität im südlichen Bayern generell stark an. Die klimatischen Rahmenbedingungen für das hydrologische Jahr während PH4<sup>BAV</sup> können als deutlich hochwasserbegünstigend bezeichnet werden. Dafür spricht die Kombination schneereicher Winter und Frühlingsverhältnisse mit außergewöhnlichen Niederschlägen während der Sommermonate (vgl. Kapitel 3.3). Der Rückgang der Hochwasseraktivität von PH4<sup>BAV</sup> wird von einer Phase stark negativer Temperaturanomalien im Winter begleitet, die für den Schweizer Raum belegt ist (vgl. Wanner et al. 2000b). Diese Rahmenbedingungen können in reduziertem Basisabfluss und spät im hydrologischen Jahr einsetzender Schneeschmelze resultiert haben.

**NQ4<sup>BAV</sup>**

Ein Rückgang der Hochwasseraktivität innerhalb des USG lässt sich, bei immer noch hohem Niveau, zwischen den Jahren 1590 und 1620 feststellen (vgl. Abb. 5.12).

**PH5<sup>BAV</sup> 1615 – 1665**

Um das Jahr 1615 lässt sich für das BAV erneut eine markante Phase gesteigerter Hochwasseraktivität dokumentieren (vgl. Abb. 5.12). Generell zählt das 17. Jh. zu den kältesten Abschnitten des letzten Jahrtausends. Die kühlen Sommerverhältnisse bis in die 1620er Jahre stehen in Verbindung mit erhöhten Niederschlagsraten im Alpenraum. (Briffa et al. 1998, Jones et al. 1998, Pfister 1999). Auch diese Phase fällt in die LIATES 2-Periode der verstärkten alpinen Gletschervorstöße, wie Tabelle 5.4 entnommen werden kann. Die klimatischen Begleitumstände während der LIATE 2 lassen sich mit deutlich kühleren und trockeneren Verhältnissen im Frühjahr, Herbst und Winter bei gleichzeitig feuchten Sommerverhältnissen zusammenfassen. Die hygrischen Bedingungen der feuchten Sommer lassen sich "wahrscheinlich" als Folge häufiger Westlagen interpretieren (Wanner et al. 2000a).

**NQ5<sup>BAV</sup>**

Auf die hochwasserreiche Periode PH5<sup>BAV</sup> folgt von 1665 – 1730 eine Phase stark minimierter Hochwassertätigkeit, die zeitlich mit dem Maunder Minimum zusammenfällt. Die starke Abkühlung in Europa ab den 1670er Jahren geht einher mit negativen Niederschlagsanomalien, die in Kontext zu einer Häufung blockierender Wetterlagen über dem kontinentalen Festland gestellt werden (Wanner et al. 2000a). Für West-, Zentral- und Osteuropa werden während des späten Maunder Minimums zahlreiche trockene und kalte Winter- und Frühjahrsmonate registriert, die sich nur in marginalen Gletschervorstößen widerspiegeln. Die zeitgleich beschriebenen feucht/kühlen Sommerverhältnisse führen, ähnlich wie zu Beginn des 17. Jh.s, nicht zu einem Anstieg der Hochwasserfrequenz. Vielmehr konnte nach Pfister (1999) im zentralen Alpenraum zwischen 1641 bis 1706 keine Überschwemmung nachgewiesen werden. Im Rahmen der IBT können zumindest für Innsbruck drei schadensträchtige Ereignisse für diesen Zeitraum konstatiert werden. Generell lässt sich aber eine ausgeprägte Hochwasserarmut aus allen Hochwasserhäufigkeitszeitreihen des Untersuchungsgebietes ableiten. Für das späte Maunder Minimum beschreiben Wanner et al. (2000a) eine südwärtige Verschiebung der atlantischen Sturmbahnen. Daraus resultieren nach Pfister (1999) während der Sommermonate zahlreiche Kaltlufteinbrüche, die wiederum ausgeprägte Regenperioden im Mittelmeerraum zur Folge hatten. Auch während der Hochwasserperiode PH4<sup>BAV</sup> wird die südwärtige Verschie-

bung atlantischer Zyklonenzugbahnen als hochwasserrelevante atmosphärische Rahmenbedingung betrachtet (Sommer 1550 – 1600). Während des LMM jedoch wird ein einmaliger Rückgang der Hochwasseraktivität für das BAV konstatiert. Eine mögliche Erklärung dafür kann nach raum-zeitlichen Aspekten erfolgen. Der räumliche Aspekt kann mit einer Verlagerung der atlantischen Zyklonenzugbahnen bis in den mediterranen Raum während des LMM erklärt werden. Dazu muss die mittlere räumliche Verlagerung deutlich stärker ausgefallen sein als während der PH4<sup>BAV</sup>. Der zeitliche Aspekt lässt sich mit einer verstärkten Zyklonalität während des Winterhalbjahres erklären, die zu positiven Gletscherbilanzen und daraus resultierendem gedämpftem Abflussverhalten führte. Kühle Temperaturverhältnisse implizieren eine gesteigerte Wahrscheinlichkeit sukzessiver Tauprozesse. Bei gleichzeitig minimierter Zyklonalität während der Sommermonate wurde der Schwellenwert für Hochwasserereignisse nur vereinzelt überschritten.

### **PH6<sup>BAV</sup> 1730 – 1780**

Dem Späten Maunder Minimum mit stark verminderter Hochwasseraktivität folgt zwischen 1730 und 1780 PH6<sup>BAV</sup> (vgl. Abb. 5.12, Tab. 5.4), eine Phase, die chronologisch zwischen das späte Maunder Minimum und das Dalton Minimum fällt. Für diesen Zeitabschnitt wird eine "Klimaerholung" beschrieben, die sich in einer leichten Erwärmung manifestiert (vgl. Briffa et al. 1998, Wanner et al. 2000a). Zwischen 1736 und 1745 werden hauptsächlich für die Frühlingsmonate negative Temperaturanomalien verzeichnet (Pfister 1999). Eine außerordentliche Häufung von Nordlagen und Bise-Winden sind die Ursache hierfür. Die Hochwasserfrequenz im Untersuchungsgebiet nimmt um 1736 deutlich zu. Begünstigend für die Hochwassergenese können sich die Temperaturanomalien des Frühjahres in Form lang anhaltender Schneeretention in den höheren und hohen Lagen ausgewirkt haben. Nordlagen tragen potentiell den Impuls für Leezyklogeneese auf der Alpensüdseite in sich und können im BAV in hochwasserrelevanten Wetterlagen resultieren.

### **NQ6<sup>BAV</sup>**

Ab 1790 setzt das Dalton Minimum mit einem Rückgang der Sonnenflecken-Relativzahl zwischen 1790 und 1830 ein. Dieses Minimum mit seiner stärksten Ausprägung in der zweiten Dekade des 19. Jh.s wird von einem abrupten, kurzfristigen, aber deutlichen Rückgang der Hochwasseraktivität begleitet (s. Tab. 5.4). Im Jahre 1805 ist innerhalb des 31-jährigen gleitenden Mittels das Minimum der Hochwasseraktivität erreicht. Aus Analysen von Beck (2000) geht hervor, dass warme Sommermonate Ende des 18. Jh.s. von kühlen sommerlichen Verhältnissen zwischen 1800 und 1820 im mitteleuropäischen Raum abgelöst werden. Nach Messerli et al. (1975) waren die Jahre 1810 bis 1819 im Alpenraum geprägt von schneereichen Sommer- und Herbstmonaten, die letztendlich zu Gletscherhöchstständen um 1855 führten. Daraus resultiert eine positive Glet-

scherbilanz im alpinen Raum. Der Massengewinn wird von einem deutlichen Rückgang der Hochwasserfrequenz im BAV begleitet.

### **PH7<sup>BAV</sup> 1820 – 1870**

Der kurzen hochwasserarmen Phase während des Dalton Minimums folgt im BAV ein bemerkenswerter Abschnitt ausgeprägter Hochwasseraktivität (vgl. Abb. 5.12). PH7<sup>BAV</sup> ist durch eine extreme Zunahme von Hochwasserereignissen gekennzeichnet. Innerhalb der gesamtjährlichen Hochwasserfrequenz des BAV wird das deutlichste Maximum erreicht. Eine Diskussion, in wie weit dieses enorme Hochwasseraufkommen durch Artefakte oder nachhaltige anthropogene Eingriffe in die natürlichen Systeme bedingt wurde oder nicht, erfolgt in Kapitel 6. An dieser Stelle soll lediglich die Quintessenz dieser Betrachtungen genannt sein: die klimatischen Indizien und Auswertungen der EIP-Daten sprechen dafür, dass diese außergewöhnliche Phase durch die natürliche Klimavariabilität während des Übergangs von „Kleiner Eiszeit“ zur Klimaperiode der Moderne verursacht wurde. Das Ende der „Kleinen Eiszeit“ wird durch LIATE 1 (1810 – 1850) beschrieben und findet zeitgleich mit der PH7<sup>BAV</sup> statt (vgl. Tab 5.4). Eine außerordentliche Häufung von Überschwemmungen um die 1850er Jahre wird aus weiten Teilen Mitteleuropas vermeldet, wie aus Tabelle 5.6 entnommen werden kann (vgl. u. a. Pfister 1999, Glaser 2008). Pfister führt diese Zunahme zwischen den Jahren 1828 und 1876 auf niederschlagsreiche Herbstmonate zurück. Der Beginn von PH7<sup>BAV</sup>, zwischen den Jahren 1820 bis 1829, wird von warmen Sommermonaten begleitet (Beck 2000). Für die Periode der späten 1850er Jahre bis Anfang der 1870er Jahre werden weiterhin deutlich positive Niederschlagsanomalien in allen Jahreszeiten, mit Ausnahme der Wintermonate, beschrieben (Wanner et al. 2000a, Beck 2000).

Im BAV wird PH7<sup>BAV</sup> von sommerlichen Überschwemmungen dominiert, die Hochwasserfrequenz im Herbst ist relativ zum langjährigen Mittel leicht erhöht. Positive Niederschlagsanomalien während der Herbstmonate können in gesteigerten Retentionsraten resultieren, die sich im Folgejahr in erhöhtem Basisabfluss Hochwasser begünstigend ausgewirkt haben könnten.

### **NQ7<sup>BAV</sup>**

Die ab 1885 folgenden kalt-trockenen Jahre (Wanner et al. 2000a) erklären die geringe Hochwasserhäufigkeit im Untersuchungsgebiet während dieser Periode (vgl. Abbildung 5.12). Um 1890 wird nach dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ die bis heute geringste Hochwasseraktivität verzeichnet.



### **PH8<sup>BAV</sup> 1910 – 1955**

Im 20. Jh. kann ein Hochwasser-Häufigkeitsmaximum um 1930, eine letzte stark ausgeprägte Phase der Hochwasseraktivität (PH8<sup>BAV</sup>), konstatiert werden. Die PH8<sup>BAV</sup> spiegelt u. a. vielfache anthropogene Eingriffe wieder, das Ende dieser Phase fällt mit forcierten Maßnahmen des Hochwasserschutzes zusammen. Gegen Ende der 1950er Jahre werden die großen Speicherseen in Betrieb genommen und führen zu einer Reduktion von Hochwasserereignissen (vgl. Kapitel 3.4).

### **PH9<sup>BAV</sup> ab 1980**

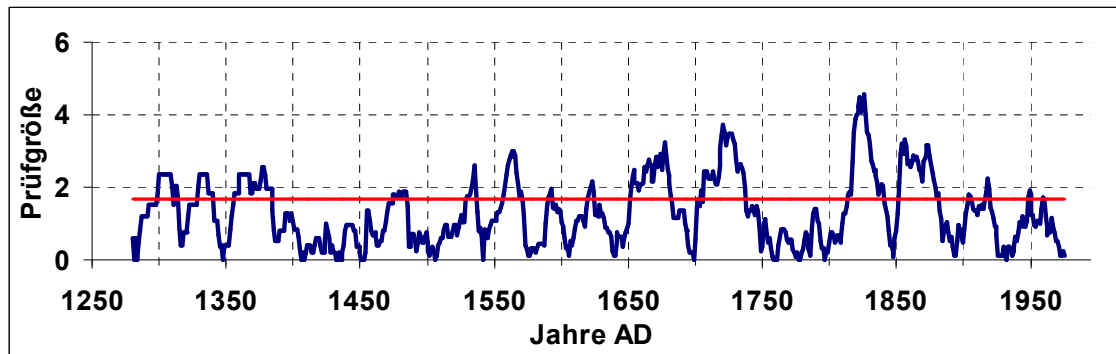
Zu Ende der Zeitreihe lässt sich der Beginn einer weiteren hochwasseraktiven Phase konstatieren. Aufgrund des methodischen Verfahrens endet die Zeitreihe bereits mit dem Jahr 1995. D. h. das vermeintlich gehäufte Auftreten der schadensträchtigen Ereignisse der Jahre 1997, 1999, 2000, 2002 und 2005 verliert aufgrund des Zeitreihenendes der 31-jährigen Mittelung an Aussagekraft.

Es zeigt sich, dass annähernd alle hochwassereichen wie -armen Phasen im BAV in Perioden mit auffälligen klimatischen Rahmenbedingungen fallen. Vor Beginn des 20. Jh.s können für die hochwasserreichen Phasen, mit Ausnahme von PH6<sup>BAV</sup>, negative Temperaturanomalien bei zumeist positiven Niederschlagsanomalien konstatiert werden. PH6<sup>BAV</sup> hingegen fällt in einen Zeitraum, in dem im Alpenraum keine anomal negativen Temperaturen beobachtet wurden (vgl. Tab. 5.4). Die hochwasserarmen Phasen waren im Mittel von negativen Niederschlagsanomalien bei kühl bis kalten Verhältnissen gekennzeichnet. Den differenzierten Phasen lassen sich auffällige Veränderungen bzw. Zuständen der atmosphärischen Rahmenbedingungen zuordnen. Diese Rahmenbedingungen betreffen sowohl klimasysteminterne (z. B. NAO, Temperatur- und Niederschlagsanomalien) wie -systemexterne Faktoren (z. B. Sonnenaktivität), die im folgenden Kapitel näher untersucht werden.

#### **5.4.2 Signifikanzanalyse der Mittelwertsverteilung der Zeitreihe „Hochwasser BAV“**

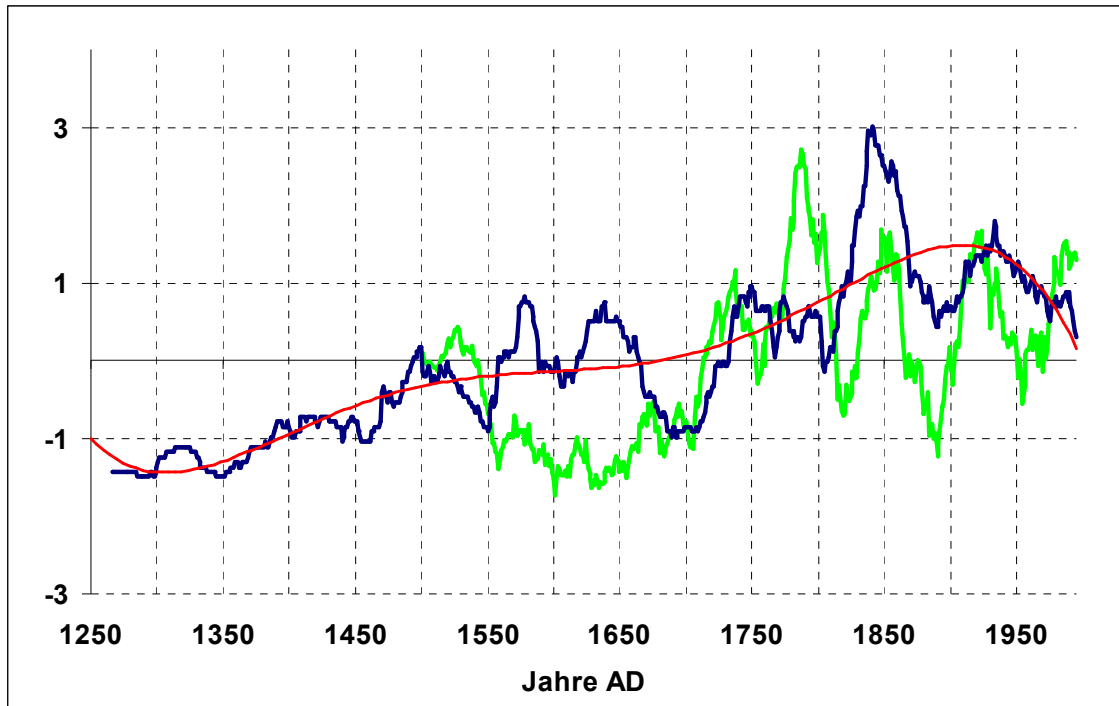
Unter Zuhilfenahme einer modifizierten t-Test-Analyse wird die 31-jährig gleitende Hochwasserzeitreihe „Gesamtjahr BAV“ hinsichtlich statistisch signifikanter Mittelwertänderungen untersucht. Dieses Prüfverfahren trägt dazu bei, übergeordnete Strukturen in den Zeitreihen der Hochwasserchronologien zu detektieren (vgl. Kapitel 4.4.1). Für dieses Verfahren wurde eine Irrtumswahrscheinlichkeit von  $\alpha = 0,05$  gewählt, das entspricht einem Schwellenwert von 1,67 (vgl. Abb. 5.13). Der t-Test Prüfgröße ist in Abbildung 5.14 die zugrundeliegende standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz gegenübergestellt. In

die Analyse der signifikanten Mittelwertänderungen wird die zeitliche Entwicklung klimasysteminterner und -externer Rahmenbedingungen mit einbezogen. Dazu zählen die LIATEs, die Sonnenfleckenminima und die NAO. Der NAO-Index wurde von Luterbacher et al. (2002b) bis in das Jahr 1500 zurück rekonstruiert und in Abbildung 5.14 ergänzend eingefügt.



**Abb. 5.13:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs von aufeinanderfolgenden Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung im BAV für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

Sowohl der Beginn als auch das Ende von  $\text{PH1}^{\text{BAV}}$  (1300 – 1335) werden durch das Überschreiten des kritischen Schwellenwertes durch die t-Test Prüfgröße (vgl. Abb. 5.13) als signifikante Änderung der Hochwasserfrequenz ausgewiesen. Das erste Überschreiten des Schwellenwertes fällt zeitlich mit dem Beginn der „Kleinen Eiszeit“ zusammen, wie Tabelle 5.4 entnommen werden kann. Die „Kleine Eiszeit“ wird durch eine erste Gletschervorstoßphase - nach Wanner et al. (2000a) als **LIATE 3** bezeichnet - initiiert. Dieser glaziale Vorstoß ist ein Indiz für Veränderungen der klimatischen Rahmenbedingungen. Die hochwasseraktive Phase selbst geht mit abnehmender Prüfgröße einher (keine signifikanten Unterschiede in der mittleren Hochwasserfrequenz), ein Begleitumstand, der annähernd für alle Phasen konstatiert werden kann (vgl. Abb. 5.13 und 5.14). Der Rückgang der Prüfgröße während  $\text{PH1}^{\text{BAV}}$  ist auf minimierte Unterschiede des Mittelwertvergleichs zurückzuführen (vgl. Abb. 5.13). Prüfgrößenwerte unterhalb des gewählten Schwellenwertes zeigen keine signifikanten Unterschiede der mittleren Hochwasserfrequenz während aufeinanderfolgender 31-jähriger Perioden an. Es wird für derartige Phasen von relativ stabilen und gleichbleibenden klimatischen Rahmenbedingungen ausgegangen.



**Abb. 5.14:** Standardisierte Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit (blaue Kurve), „Gesamtjahr BAV“ 1250 – 1995, (rote Kurve Polynominalfilter 5ten Grades), ergänzt um das standardisierte 31-jährige gleitende Mittel des NAO-Indexes für das Gesamtjahr ab 1500 (grüne Kurve) (Daten NAO-Index nach Luterbacher et al. 2002b)

Die weitere zeitliche Entwicklung von  $PH1^{BAV}$  und LIATE 3 verläuft jedoch gegensätzlich. Während LIATE 3 sich dem Maximum des Gletschervorstoßes annähert, endet  $PH1^{BAV}$  (vgl. Tabelle 5.4). Die Auswertung der t-Test Analyse zeigt signifikante Veränderungen der Prüfgröße um 1330 (vgl. Abb. 5.13). Das überschrittene Signifikanzniveau fällt mit dem Ende der Hochwasserphase  $PH1^{BAV}$  und dem Höhepunkt der LIATE 3 zusammen. Dieser statistische Umkehrpunkt wird als weiterer Hinweis auf eine veränderte Zirkulationsdynamik gedeutet. Die Hochwasserfrequenz erreicht ein erstes Minimum, während die Gletschervorstöße ihr Maximum erreichen. Aus diesen Begleitumständen lassen sich kalte und relativ trockene Verhältnisse für die anschließende hochwasserarme Phase NQ1 ableiten. Da Gletscher zeitverzögert auf Masseneinträge reagieren, müssen die hygrischen Verhältnisse vor dem maximalen Vorstoß betrachtet werden. Im Falle des Großen Aletsch liegen 20 Jahre zwischen Eintrag und maximaler Gletscher- ausdehnung (vgl. Wanner et al. 2000a). Demzufolge sind die hygrischen Bedingungen für die maximal positive Massenbilanz zeitlich in der hochwasserreichen Periode  $PH1^{BAV}$  anzusiedeln. Für einzelne Abschnitte dieser Periode werden außergewöhnlich hohe positive Niederschlagsanomalien verzeichnet (vgl. Kapitel 5.4.1). Zeitgleich mit LIATE 3 und  $PH1^{BAV}$  findet das **Wolf Minimum** statt (s. Tab. 5.4). Eine vergleichbare zeitliche Überlagerung von Sonnenfleckenminima, Gletschervorstoß und Hochwasseraktivitäten findet erst wieder zu Ende der „Kleinen Eiszeit“ mit LIATE 1 und dem Daltonminimum statt (vgl. Tab. 5.4). Das Ende der reduzierten Solaraktivität (bei abnehmender Hochwasserfrequenz)

fällt mit der oben bereits angesprochenen signifikanten Veränderung der t-Test Prüfgröße um 1330 zusammen und stellt ein weiteres Indiz der Veränderung übergeordneter Strukturen dar (vgl. 4.4.1). Beginn und Ende von Sonnenfleckenmaxima indizieren generell eine Veränderung klimasystemexterner Faktoren, die sich auf die atmosphärischen Rahmenbedingungen auswirken können.

Mit dem Ende des Wolf Minimums beginnt **NQ1<sup>BAV</sup>** und dauert etwa bis zum Ende von LIATE 3 (vgl. Tab. 5.4).

**PH2<sup>BAV</sup>** (1370 – 1450) wird nur zu Beginn, um 1370, durch das Überschreiten des Schwellenwerts durch die Prüfgröße angezeigt (vgl. Abb. 5.13). Der Frequenzanstieg fällt zeitlich mit dem Ende von LIATE 3 zusammen. Während des Phasenverlaufs kommt es zu keinen signifikanten Änderungen der mittleren Hochwasserfrequenzen, ein mögliches Indiz für weitgehend stabile klimatische Verhältnisse. Das Ende von **PH2<sup>BAV</sup>** fällt mit dem Beginn des **Spörer Minimums** zusammen. Auch wenn sich die abnehmende Frequenz nicht als signifikante Veränderung im Rahmen der t-Testanalyse belegen lässt, so kann dennoch mit dem Beginn eines weiteren Sonnenfleckenminimums auf eine Veränderung übergeordneter Strukturen verwiesen werden.

Die Übergangsphase zwischen **NQ2<sup>BAV</sup>** und **PH3<sup>BAV</sup>** (um 1470) wird von signifikanten Veränderungen des Mittelwertvergleichs der Hochwasserfrequenz begleitet (vgl. Abb. 5.13). **PH3<sup>BAV</sup>** (1470 – 1525) findet während des Spörer Minimums statt und überschneidet sich mit dem Ende eines ausgeprägten Zeitabschnitts negativer Temperaturanomalien im Alpenraum (vgl. Tab. 5.4). Mit zunehmender Hochwasserfrequenz wird der Schwellenwert durch die Prüfgröße unterschritten, während **PH3<sup>BAV</sup>** bewegt sich die Prüfgröße auf niedrigem Niveau, ein Anhaltspunkt dafür, dass während dieser Periode weitgehend homogene atmosphärische Rahmenbedingungen vorgeherrscht haben. Zu Ende von **PH3<sup>BAV</sup>** wird der Schwellenwert zum Signifikanzniveau von 95% überschritten, die höchste Prüfgröße wird mit dem Ende des Spörer Minimums erreicht. Damit spiegelt sich zum wiederholten Male die Veränderung eines externen Systemfaktors im Rückgang der Hochwasseraktivität wider. Die Gegenüberstellung von **PH3<sup>BAV</sup>** und der Sonnenflecken-Relativzahl zeigt eine parallele Entwicklung, wie sie bereits für **PH1<sup>BAV</sup>** beschrieben werden konnte. **PH3<sup>BAV</sup>** endet analog kurz vor Ende des Sonnenfleckenminimums (vgl. Tab. 5.4). Mit dem Phasenende lässt sich zugleich eine Veränderung des NAO-Index indizieren. Der mit Beginn des 16. Jh.s negative Index nimmt während der Übergangsphase zu **NQ3<sup>BAV</sup>** positive Werte an (vgl. Abb. 5.14). Neben den klimatischen Rahmenbedingungen darf die steigende Datendichte ab Mitte des 15. Jh.s nicht vernachlässigt werden, wie sich aus Abbildung 5.14 indirekt entnehmen lässt. Der überschrittene Schwellenwert zu Beginn von **PH3<sup>BAV</sup>** kann der steigenden Datendichte geschuldet und somit an Artefakte gebunden sein, s. Abbildung 5.13. Die Annahme veränderter klimatischer Rahmenbedingungen findet aber durch die in der Literatur beschriebenen modifizierten klimatischen Verhältnisse eine stärkere Gewichtung (vgl. Kapitel 5.4.1).

Analog dem vorhergehenden Ende des Wolf Minimums wird der Übergang von  $\text{PH3}^{\text{BAV}}$  in  $\text{NQ3}^{\text{BAV}}$  und das Ende des Spörer Minimums von hochsignifikanten Veränderungen der Prüfgröße indiziert. An dieser Stelle wird der Schwellenwert zum Signifikanzniveau von 99% überschritten. Ein weiterer Beleg für veränderte klimatische Rahmenbedingungen wird durch den zeitlichen Verlauf des NAO-Index geliefert.  $\text{NQ3}^{\text{BAV}}$  endet nach auffällig negativer Entwicklung bei deutlich negativem NAO-Indexwert. Mit Beginn von  $\text{PH4}^{\text{BAV}}$  steigt der negative NAO-Indexwerte vorübergehend an, wie Abbildung 5.14 entnommen werden kann.

$\text{PH4}^{\text{BAV}}$  (1555 – 1590) wird jeweils zu Beginn und Ende von signifikanten Änderungen der Prüfgröße angezeigt. Auffällig niedrige Prüfgrößenwerte während  $\text{PH4}^{\text{BAV}}$  können als Hinweis auf gleichbleibende klimatische Rahmenbedingungen gedeutet werden (vgl. Abb. 5.13). Das Maximum von  $\text{PH4}^{\text{BAV}}$  fällt mit dem Beginn einer Phase ausgeprägter negativer Temperaturanomalien zusammen, die in **LIATE 2** übergeht (s. Tabelle 5.4.). Analoge gegenläufige Trends zwischen Gletschervorstoß und Hochwasserphasen, wie sie bereits für **LIATE 3** und  $\text{PH2}^{\text{BAV}}$  angezeigt wurden, lassen sich auch für **LIATE 2** und die Hochwasserphasen  $\text{PH4}^{\text{BAV}}$  und  $\text{PH5}^{\text{BAV}}$  aufzeigen. Zu Beginn der zweiten Gletschervorstoßphase steigt die Hochwasserfrequenz von  $\text{PH4}^{\text{BAV}}$  deutlich an, das Maximum der Gletscherausdehnung wird von rückläufiger Hochwasserfrequenz begleitet. Eine Veränderung übergeordneter Rahmenbedingungen findet zusätzlich durch die Entwicklung der NAOI-Werte Bestätigung. Generell werden zwischen 1550 und 1710 stark negative NAOI-Werte beobachtet. Zeitgleich mit  $\text{PH4}^{\text{BAV}}$  kann innerhalb dieser übergeordneten Entwicklung eine Periode indiziert werden, die zu Beginn und Ende stark negative NAOI-Werte aufweist, während der zunehmenden Hochwasserfrequenz aber ansteigt (vgl. Abb. 5.14).

$\text{NQ4}^{\text{BAV}}$  wird durch signifikante Prüfgrößenwerte der t-Testanalyse zu Beginn und Ende indiziert. Zeitgleich können extrem negative Indexwerte der NAO beobachtet werden. Der darauf folgende Anstieg der Hochwasserfrequenz in Zusammenhang mit  $\text{PH5}^{\text{BAV}}$  wird ebenfalls von einer signifikanten Veränderung der Mittelwerte begleitet. Mit beginnendem Rückzug der Gletscherzungen - der Höchststand wird um 1650 konstatiert (vgl. Wanner et al. 2000a) - nimmt die Hochwasserhäufigkeit wieder ab. Der Zusammenhang zwischen abnehmender Hochwasserfrequenz und Gletschervorstoß bzw. zunehmender Hochwasserfrequenz und Gletscherrückzug lässt sich sowohl für **LIATE 3** als auch für **LIATE 2** beschreiben. Der Beginn der hochwasserreichen Phase  $\text{PH5}^{\text{BAV}}$  (1615 – 1665) ist wiederum anhand signifikanter Prüfgrößenwerte aus Abbildung 5.13 ersichtlich und verweist jeweils auf Veränderungen übergeordneter Strukturen innerhalb der generierten Zeitreihe. Das Ende von  $\text{PH5}^{\text{BAV}}$  fällt in eine Übergangsphase zwischen **LIATE 2** und dem Beginn des **Maunder Minimums** um 1645. Dieses Sonnenfleckennminimum steht am Beginn einer Periode signifikanter klimatischer Veränderungen. Das Maunder Minimum, besonders während der extremen Ausprägung des Späten Maunder Minimums (LMM), ist gekennzeichnet durch einen außergewöhnlichen Rückgang der Hochwasseraktivität, die sich in Form von  $\text{NQ5}^{\text{BAV}}$  manifestiert (vgl. Abb. 5.12). Beginn wie Ende des LMM werden von

hochsignifikanten Veränderungen der Mittelwerte begleitet, die jeweils ein Signifikanzniveau von 99% erreichen. Mit Beginn des Maunder Minimums ergeben sich, bei stetig sinkender Hochwasserfrequenz, Prüfgrößenwerte, die zwischen 1650 – 1680 durchgehend den Schwellenwert des 95%-igen Signifikanzniveaus überschreiten (vgl. Abb. 5.13). Diese Entwicklung kann als Indikator für inhomogene klimatische Verhältnisse über einen längeren Zeitraum gedeutet werden.

Die ansteigende Hochwasserfrequenz von **PH6<sup>BAV</sup>** (1730 – 1780) wird wiederum durch signifikante Prüfgrößenwerte indiziert. Zu Phasenende wird dieser Schwellenwert nicht mehr überschritten, der Kurvenverlauf der Schätzfunktion zeigt aber einen deutlichen Anstieg um 1780, dem definierten Ende der Hochwasserphase (vgl. Abb. 5.13). Generell zeigt das Ergebnis der t-Testanalyse nach 1730 für knapp 80 Jahre keine signifikanten Veränderungen in den Mittelwerten der Hochwasserfrequenzen aufeinander folgender Perioden. Parallel dazu zeigt der NAO-Index eine auffällige Entwicklung. Mit steigender Hochwasserfrequenz nimmt der zu Beginn der Phase deutlich positive NAOI-Wert ab, der Peak Hochwasserfrequenz wird von negativen NAOI-Werten begleitet (vgl. Abb. 5.14).

Das **Dalton Minimum** (1790 – 1830) überschneidet sich weitgehend mit **NQ6<sup>BAV</sup>**, d. h. zeitgleich mit dem Höhepunkt minimierter Sonnenfleckentätigkeit kann ein deutlicher Rückgang der Hochwasseraktivität konstatiert werden (vgl. Abb. 5.14). Das Ende des Dalton Maximums wird von einem ausgeprägten Anstieg der Hochwasserfrequenz und dem Gletschervorstoß der **LIATE 1** begleitet. Während dieser Phase ist der NAOI positiv ausgeprägt (vgl. Abb. 5.14).

Erst mit dem Ende von **NQ6<sup>BAV</sup>** bzw. mit Beginn von **PH7<sup>BAV</sup>** (1820 – 1870) werden wieder signifikante Mittelwertunterschiede durch den t-Test angezeigt. Dabei erreicht die Prüfgröße einmalige Werte innerhalb der gesamten Zeitreihe (vgl. Abb. 5.13). Dieser deutliche Hinweis auf veränderte Strukturen kann durch die Überlagerung von zeitgleich ablaufenden Trends unterschiedlicher Ursache erklärt werden. Neben einer außergewöhnlichen Ausprägung der natürlichen Klimavariabilität - **PH7<sup>BAV</sup>** fällt in den Übergangszeitraum zwischen Ende der „Kleinen Eiszeit“ und Beginn des Klimaoptimums der Moderne - kommt ab dem Jahre 1826 eine stark veränderte Datenlage hinzu (vgl. Kapitel 4.3). Das Ende von **PH7<sup>BAV</sup>**, das zeitgleich mit dem Ende von **LIATE 1** zusammenfällt (vgl. Tab. 5.4), wird von signifikanter Veränderung der Mittelwerte über drei Jahrzehnte hinweg begleitet. Diese Phase fällt in den Übergangszeitraum zwischen der „Kleinen Eiszeit“ und der Klimaperiode der Moderne. Die zeitliche Entwicklung von **LIATE 1** und **PH7<sup>BAV</sup>** unterscheidet sich von den beiden vorhergegangenen Vorstoßphasen durch eine verkürzte Dauer und ein vergleichsmäßig abruptes Ende. Während die älteren Vorstoß- und Rückzugsphasen jeweils mit zwei hochwasseraktiven Phasen in Verbindung gebracht werden können, ändert sich dieser vermeintliche Zusammenhang am Ende der „Kleinen Eiszeit“. **LIATE 1** und **PH7<sup>BAV</sup>** finden nahezu zeitgleich statt. Die t-Testanalyse bestätigt wiederum Veränderungen innerhalb übergeordneter Strukturen durch das Überschreiten des

95%-igen Signifikanzniveaus (vgl. Abb. 5.13). Der letztmalige Gletscherhöchststand (um 1850) fällt bereits in die Übergangphase zwischen der „Kleinen Eiszeit“ und dem modernen Wärmeoptimum. Das Ende der „Kleinen Eiszeit“ wird von einer negativen Temperaturanomale begleitet und lässt sich mit veränderten Bedingungen innerhalb der großräumigen atmosphärischen Zirkulation (der Sommermonate) in Zusammenhang bringen (vgl. Kapitel 5.7.4). Zu Beginn von PH7<sup>BAV</sup> ist der NAOI stark negativ geprägt und nimmt zum Zeitpunkt maximaler Hochwasserfrequenz stark positive Werte an (vgl. Abb. 5.14). Die abnehmende Hochwasserfrequenz wird analog von abnehmenden NAOI-Werten begleitet.

Beginn und Ende von NQ7<sup>BAV</sup> werden durch signifikante Änderungen der t-Test Prüfgröße angezeigt. Das Hochwasserfrequenzminimum wird von negativen NAOI-Werten begleitet, die ansteigende Hochwasserfrequenz wird von ansteigenden NAOI-Werten flankiert.

Anfang und Ende von PH8<sup>BAV</sup> (1910 – 1955) werden ebenfalls durch signifikante Prüfgrößenwerte indiziert und bis etwa 1930 von stark positiven NAOI-Werten begleitet. Das Ende von PH8<sup>BAV</sup> fällt mit dem Ende der 1930er Jahre zusammen.

Die abnehmende Hochwasserfrequenz, die in NQ8<sup>BAV</sup> resultiert, wird letztmalig von signifikanten Prüfgrößenwerten indiziert. Gleichzeitig wird diese hochwasserreduzierte Phase von abnehmender Intensität der NAO-Indexwerte begleitet. Die ansteigende Hochwasserfrequenz von PH9<sup>BAV</sup> fällt mit dem Ende der Zeitreihe zusammen. Zeitgleich können ansteigende NAOI-Werte indiziert werden.

Nahezu alle Schwellenwertüberschreitungen der Prüfgröße zum 95%-igen Signifikanzniveau lassen sich in Bezug zu Veränderungen übergeordneter klimarelevanter Parameter setzen und lassen sich als Hinweise auf Hochwasser förderliche bzw. reduzierende atmosphärische Rahmenbedingungen interpretieren. Nach den 1930er Jahren verändert sich diese Kopplung, ein Umstand, der auf anthropogene Eingriffe in den Klimahaushalt zurückgeführt werden kann. Ab 1930 kommt es zu einer Veränderung innerhalb der Parameter, die für eine Retrodiktion zwischen der Beziehung „historischer Hochwasserfrequenzen“ und „natürlicher Klimavariabilität“ im BAV herangezogen werden können. Mit dem Terminus Retrodiktion wird eine Aussage bzw. „Nachhersage“ über die Entwicklung der Hochwasserfrequenz des BAV anhand variabler atmosphärischer/klimatischer Rahmenbedingungen in der Vergangenheit bezeichnet. Vor der Überlagerung des Klimasignals durch anthropogene Einflüsse wird die Entwicklung der Hochwasserfrequenz von differenten atmosphärischen Rahmenbedingungen begleitet. Demnach können die Jahre um 1930 als Kipppunkt des Retrodiktionsvermögens zwischen der Beziehung historischer Hochwasserfrequenzen und natürlicher Klimavariabilität im BAV dargestellt werden.

Auf Basis unterschiedlicher klimatischer Parameter und deren Beziehung zur Hochwassergeschichte kristallisiert sich der Zeitpunkt um 1930 mehrfach heraus und es kann zwischen einer zeitlichen Entwicklung vor und nach 1930 differen-

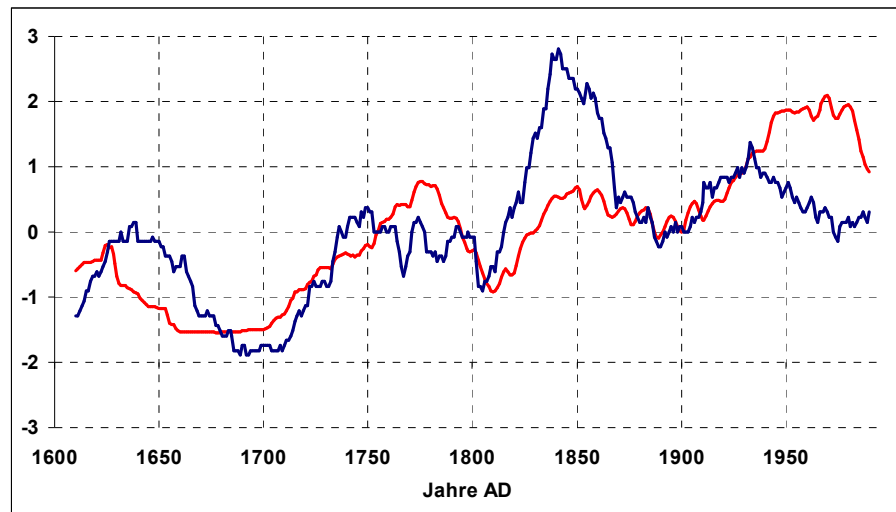
ziert werden. In diesem Zusammenhang verweisen Rahmstorf & Schellnhuber (2007) darauf, dass die natürliche Variabilität der Temperaturschwankung seit Beginn der 1940er Jahre keinen Trend mehr aufweist und von anthropogenen Emissionen dominiert wird. Die klimatischen Veränderungen, die zu Ende des 19. Jh.s einsetzen, und ihre Bedeutung für die Hochwassergeschichte innerhalb des bayerischen Alpenraums werden in Kapitel 6 nochmals aufgegriffen und diskutiert.

#### **5.4.2.1 Korrelation der Hochwasserzeitreihe „BAV Gesamtjahr“ und der Sonnenfleckenzahl ab 1610**

Die Sonnenfleckenzahl lässt sich anhand 31-jähriger gleitender Mittel direkt in Korrelation zur 31-jährig gleitenden Hochwasserentwicklung des BAV setzen (Daten nach Hoyt & Schatten 1997). Die Berechnung der Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Hochwasserfrequenz und Sonnenfleckenzahl soll klären, ob ein Zusammenhang zwischen gesteigerter respektive reduzierter Hochwasserauftrittshäufigkeit im BAV mit gesteigerter/reduzierter Solaraktivität besteht. Generell kann sich die Variabilität der Solaraktivität auf die großräumige atmosphärische Zirkulation auswirken und die Klimaelemente (u. a. Temperatur, Niederschlag, Verdunstung) beeinflussen (vgl. z. B. Endlicher & Gerstengarbe 2009).

Dieser Analyseschritt bleibt auf den Zeitraum direkter Beobachtung nach 1610 beschränkt. Für die rekonstruierte Sonnenfleckenzahl vor AD 1610 und die Hochwasserfrequenz konnte kein auffälliger statistischer Zusammenhang nachgewiesen werden (vgl. Daten nach Solanki et al. 2004). Ein möglicher Zusammenhang zwischen der Hochwasserentwicklung und den Sonnenfleckenzahlen ist in Abbildung 5.15 dargestellt. Es ist zu beachten, dass beide Zeitreihen verfahrensbedingt hoch autokorrelieren. Die Schwankungen beider Zeitreihen stimmen über weite Strecken gut miteinander überein. Besonders ausgeprägt ist die Kopplung Hochwasserfrequenz/Sonnenfleckenzahl zwischen den Jahren 1700 bis 1930. Die Berechnung des Pearson-Korrelationskoeffizienten für diesen Zeitraum bestätigt diese Vermutung mit z. T. beachtlichen Koeffizienten. Zwischen 1610 – 1995 beläuft der sich der Koeffizient auf 0,62 und zwischen 1700 bis 1930 auf 0,7. Der besonders hoch korrelierende Zeitabschnitt beginnt zur Mitte des LMM und verliert nach 1930 deutlich an Zusammenhang.





**Abb. 5.15:** 31-jährige gleitende und standardisierte Häufigkeit der Hochwasserfrequenz des BAV (blaue Kurve) und der Sonnenfleckenaktivität ab 1610 (rote Kurve) (Daten Sonnenflecken verändert nach NOAA 2010)

Unter Einbeziehung der sog. effektiven Stichprobengröße (vgl. Kapitel 4.4.1) kann eine hohe Korrelation zwischen den Parametern Hochwasserfrequenz und Sonnenfleckenzahl indiziert werden, die unter Berücksichtigung der Persistenz (weitgehend) unabhängig von Autokorrelation ist. Die Korrelation ist für die Subperioden 1610 – 1995 und 1700 – 1930 auf einem  $\alpha$ -Level von 0,01 hochsignifikant. Nach den 1930er Jahren verliert das Signal der Retrodiktion zwischen Hochwasserfrequenz und Sonnenfleckenzahl an Homogenität und damit ein ursprünglich hoch korrelierendes Signal an Bedeutung. Vor den anthropogenen Eingriffen in den Klimahaushalt scheint ein Zusammenhang zwischen Sonnenflecken-Relativzahl und der Hochwasserentwicklung plausibel. Zumindest während der kühleren Perioden der Sonnenfleckenminima kann auf eine kausale Kette von Temperaturabnahme, verringerter Verdunstung und daraus reduzierter Hochwasserhäufigkeit geschlossen werden. Die Homogenität der multidekadischen Entwicklung zwischen Sonnenfleckenaktivität und Hochwasserfrequenz bleibt auf den Zeitraum nach 1610 bis 1930 beschränkt.

Auf Basis subjektiver Gegenüberstellung (vgl. Kapitel 5.4.1) und objektiver Ergebnisse (Kapitel 5.4.2) kann eine hohe klimatische Variabilität für das BAV indiziert werden. Dabei zeigen sich unterschiedliche Einflussfaktoren der atmosphärischen Rahmenbedingungen für die Hochwassergenese im BAV. Casty et al. (2005) heben hervor, dass die NAO generell eine wichtige Rolle für den Großraum Alpen spielt, aber nicht alle klimatischen Schwankungen zu erklären vermag. Beginn und Ende der Sonnenfleckenminima (vgl. Tab. 3.5) spielen scheinbar eine wichtige Rolle bei der Veränderung der atmosphärischen Rahmenbedingungen. Dies ist insofern überraschend, da eine verringerte Sonnenfleckenaktivität in der Regel nur einen verhältnismäßig geringen Effekt auf die globale Durchschnittstemperatur besitzt. Generell besteht eine Kontroverse bezüglich der Fragestellung, in wie weit solare Schwankungen für die klimatischen

Veränderungen verantwortlich sind bzw. überhaupt sein können, da die Schwankung der Solarkonstante sich an der Erdoberfläche nur in geringfügigem Ausmaß bemerkbar macht (vgl. Wanner et al. 2000). Nach Schönwiese (2008) beläuft sich die Amplitude der Schwankung für die vergangenen 100 Jahre auf lediglich 0,1%<sup>73</sup>. Rekonstruktionen der vergangenen 7000 Jahre zeigen einen Schwankungsbereich der Solarkonstante von 0,5% (vgl. ZMAG 2011). Auch aus den Ergebnissen der vorhergegangenen Auswertungsschritte kann gefolgert werden, dass Veränderungen externer Forcingfaktoren zu systeminternen Variationen führen können, die sich im Großraum Alpen bzw. im BAV in Form von Schwankungen in der Hochwasserauftrittshäufigkeit widerspiegeln. Die mögliche Korrelation zwischen Sonnenfleckenminima und hochwasserreichen Phasen im BAV muss aber als instabil konstatiert werden. Beginn und Ende der Sonnenfleckenmaxima können jeweils mit signifikanten t-Testprüfgrößen indiziert werden, wie in Kapitel 5.4.2 dargestellt. Dieser Zusammenhang verändert sich aber im Lauf der Zeit. Die Maxima des Wolf- und Spörer Minimum korrelieren mit den hochwasserreichen Perioden PH1<sup>BAV</sup> und PH3<sup>BAV</sup>, die Maxima des Maunder- und Dalton Minimums mit hochwasserarmen Perioden NQ5<sup>BAV</sup> und NQ6<sup>BAV</sup>. Eine deutliche Differenzierung der Sonnenfleckenminima vor und nach 1610 besteht darin, dass die jüngeren Minima durch direkte Beobachtungen bestimmt wurden, die älteren Minima durch Proxydaten rekonstruiert wurden.

### 5.4.3 Räumliche Differenzierung der Hochwassergeschichte des BAV im Vergleich zu ausgewählten Teilräumen Mitteleuropas

In Tabelle 5.5 sind die hochwasserreichen Phasen des BAV den Ergebnissen historischer Hochwasserforschung ausgewählter mitteleuropäischer Teilräume gegenübergestellt. Der „Klimageschichte Mitteleuropas“ (Glaser 2008) wurden die Zeitreihen für Pegnitz, Main, Mittelbe, Saale, Mittelrhein, Niederrhein, Weser und Donau entnommen. Die Chronologie der Werra wurde von Deutsch et al. (2004) erstellt, Brázdil (1998) hat die tschechischen Flussläufe von Elbe und Moldau analysiert. Die historische Hochwasserentwicklung in den ausgewählten Teilräumen wurde nach dem Kriterium „hochwasserreiche Phasen“ subjektiv interpretiert. Die Hochwasserentwicklung an der Donau ist auf den Raum Ulm beschränkt und wird in Tabelle 5.5 aus Gründen der Vollständigkeit aufgeführt. Die Hochwasserfrequenzen für den Mittelrhein, die Weser und die Mittelbe sind zeitlich eingeschränkt und enden mit dem Jahr 1799.

---

<sup>73</sup> Die Solarkonstante beträgt gegenwärtig 1368 W/m<sup>2</sup> (ZMAG 2011)

**Tab. 5.5:** Gegenüberstellung hochwasserreicher Phasen für die Flüsse bzw. Flussabschnitte Mittelrhein (RHm), Niederrhein (RHn), Pegnitz (PGZ), Main (MAI), Mittelelbe (ELBm), Saale (SAL), Werra (WRA), Weser (WSR), Moldau (MOLDAU), Elbe (tschechischer Oberlauf) und für das BAV. Rote Felder kennzeichnen die Maxima der hochwasserreichen Phasen, blaue Felder die Gesamtdauer dieser Phasen. Dabei gilt: Anfänge und Enden der Phasen unterliegen Unschärfen aufgrund der dekadischen Visualisierung; die erste Dekade des 14. Jh.s beginnt 1300 und endet 1309 usw.. „X“ steht für fehlende Angaben (Angaben der Hochwasserchronologien außerhalb des BAV verändert nach Brázdil 1998, Deutsch et al. 2004, Glaser 2008)

	RHn	RHm	WSR	MAI	PGZ	WER	SAL	ELBm	ELBcz	MOL	DON	BAV	
1300													1300
1310													1310
1320													1320
1330													1330
1340													1340
1350													1350
1360													1360
1370													1370
1380													1380
1390													1390
1400													1400
1410													1410
1420													1420
1430													1430
1440													1440
1450													1450
1460													1460
1470													1470
1480													1480
1490													1490
1500													1500
1510													1510
1520													1520
1530													1530
1540													1540

(Fortsetzung siehe nächste Seite)

	RHn	RHm	WSR	MAI	PGZ	WER	SAL	ELBm	ELBcz	MOL	DON	BAV	
1550													1550
1560													1560
1570													1570
1580													1580
1590													1590
1600													1600
1610													1610
1620													1620
1630													1630
1640													1640
1650													1650
1660													1660
1670													1670
1680													1680
1690													1690
1700													1700
1710													1710
1720													1720
1730													1730
1740													1740
1750													1750
1760													1760
1770													1770
1780													1780
1790													1790
1800		X	X					X					1800
1810		X	X					X					1810
1820		X	X					X					1820
1830		X	X					X					1830
1840		X	X					X					1840
1850		X	X					X					1850
1860		X	X					X					1860
1870		X	X					X					1870
1880		X	X					X					1880
1890		X	X					X					1890
1900		X	X					X					1900
1910		X	X					X					1910
1920		X	X					X					1920
1930		X	X					X					1930
1940		X	X					X					1940
1950		X	X					X					1950
1960		X	X					X					1960
1970		X	X					X					1970
1980		X	X					X					1980
1990		X	X					X					1990

Die mittlere geographische Lage der Flussläufe in Tabelle 5.5 ist an der räumlichen Verteilung von West nach Ost orientiert, die (zonal orientierte) Donau und das gesamtheitlich betrachtete BAV sind zuletzt aufgelistet. Die zu Grunde liegenden Untersuchungszeiträume der herangezogenen Publikationen sind bis in die Mitte des 16. Jh.s inhomogen. Eine weitgehend konsistente Datenlage wird ab 1550 unterstellt. Die in Tabelle 5.5 übersichtsartig aufgeführten Phasen erhöhter Hochwasseraktivität werden im Folgenden allgemein diskutiert, auf ausgewählte Besonderheiten wird abschließend eingegangen.

Im 14. Jh. sind die Hochwassernachrichten aus der Vergangenheit auf den Oberlauf der Elbe (Elbcz), die Moldau, die Pegnitz und das BAV und somit weitgehend auf einen südlich-zentralen Teilbereich Mitteleuropas beschränkt. PH1<sup>BAV</sup> ist innerhalb dieser Gegenüberstellung die erste aufgeführte Hochwasserphase. Aufgrund der dekadischen Unschärfe soll an dieser Stelle nur kurz darauf hingewiesen werden, dass das Ende von PH1<sup>BAV</sup> eine Schnittmenge mit der Hochwasserentwicklung an den tschechischen Flussläufen aufweist. Grundsätzlich fällt NQ1<sup>BAV</sup> mit hochwasseraktiven Phasen an Pegnitz, Oberlauf Elbe und Moldau zusammen (vgl. Tab 5.5). Das Ende der gesteigerten Hochwasseraktivität an Pegnitz und Moldau fällt wiederum mit dem Beginn von PH2<sup>BAV</sup> zusammen. Differenzierte hypsometrische Verhältnisse in Kombination mit jahreszeitlich differenzierten Niederschlägen mögen eine Erklärung für diese konträren Verhältnisse sein. NQ1<sup>BAV</sup> findet synchron mit LIATE 3 statt, der Massenzuwachs alpiner Gletscher könnte in tiefen Lagen zu einem verstärkten Abfluss respektive Hochwasser geführt haben.

Im 15. Jh. beginnt eine hochwasserreiche Phase sowohl am Niederrhein als auch im BAV, die sich bis zum Ende des 18. Jh.s verfolgen lässt. Dieser Aspekt wird abschließend nochmals aufgegriffen. Zum wiederholten Male überschneidet sich eine hochwasserarme Phase im BAV mit ausgeprägter Hochwassertätigkeit an der Pegnitz (vgl. Tab. 5.5).

Ab 1550 lassen sich mit dem Fokus auf Zentraleuropa je vier hochwasserreiche und hochwasserarme Hauptphasen differenzieren.

### Hauptphase 1

Zwischen den Jahren 1550 und 1599 lässt sich eine erste übergeordnete Hauptphase stark erhöhter Hochwasseraktivität indizieren (vgl. Tabelle 5.5). Weitgehend synchrone Verhältnisse bestehen für die Dekaden zwischen 1570 – 1589. Nahezu zeitgleich, mit Ausnahme der Werra, ist in den aufgeführten Flussabschnitten eine erhöhte Hochwasseraktivität chronikalisch festgehalten. Innerhalb der analysierten Zeitreihen herrscht damit eine einmalige Übereinstimmung vor.

Dieser hochwasserreichen Phase folgt an den ausgewählten Flussläufen Mitteleuropas zwischen 1600 – 1649 nahezu ein halbes Jahrhundert stark reduzierter

Hochwasseraktivität. Dieser generellen Tendenz steht, zu Beginn der Periode, die gesteigerte Hochwasserfrequenz von Werra und Saale entgegen, zu Ende die Entwicklung im BAV und am Niederrhein (vgl. Tabelle 5.5). Eine Erklärungsmöglichkeit für die ausgeprägte Hochwasserabnahme zwischen 1610 – 1650 wäre eine stark verschlechterte Datenlage, die außerhalb des BAV zu Inhomogenitäten innerhalb der Zeitreihen geführt haben könnte. Mögliche Quellenverluste würden sich mit dem 30-jährigen (1618 – 1648) Krieg in Verbindung bringen lassen. Diesem Erklärungsansatz stehen die täglichen Wetteraufzeichnungen des Landgrafen Hermann IV. (von Hessen-Rotenburg) entgegen, die nach Glaser (2008) einen Niederschlagstrend von feuchteren zu trockenen Bedingungen in Mitteleuropa beschreiben. Jedoch erklären die trockenen Verhältnisse nicht die gesteigerte Hochwasseraktivität im BAV und am Niederrhein.

## **Hauptphase 2**

Während der Jahre 1650 – 1699 lässt sich eine weitere hochwasserreiche Phase in Mitteleuropa konstatieren, deren Schnittmenge mit dem BAV auf zwei Dekaden beschränkt ist. Die besonders deutliche Ausprägung dieser Phase um 1670 – 1690 wird im BAV von relativer Hochwasserarmut begleitet. Das Maunder-Minimum (1645 – 1715) zeigt im Alpenraum bereits ab 1670 Auswirkungen auf die Hochwasserfrequenz (vgl. Abb. 5.5). Während die meisten Flussläufe starke Hochwasserzunahmen verzeichnen, müssen im Alpenraum differenzierte Bedingungen geherrscht haben. Neben der abnehmenden Hochwasserfrequenz führt eine reduzierte Niederschlagsaktivität zu stagnierender Massenbilanz der Alpengletscher (Beer et al. 1996). Erst mit Beginn des 18. Jh.s machen sich negative hygrische Anomalien auch in den anderen Einzugsgebieten (wie in Tab. 5.3 dargestellt) in Form rückläufiger Hochwasserfrequenz bemerkbar.

Analogien in der Hochwasserentwicklung Mitteleuropas können für das Späte Maunder Minimum konstatiert werden. An allen Flussläufen, mit Ausnahme von Pegnitz und Moldau, sind für die Jahre 1700 – 1720 keine hochwasseraktiven Phasen beschrieben. An Pegnitz und Moldau fällt die Hochwasserfrequenz moderat aus. Innerhalb des BAV führt das Maunder-Minimum zur längsten Phase stark minimierter Hochwasserfrequenz.

## **Hauptphase 3**

Diese Phase bezieht sich grob auf die Jahren 1730 – 1779. Innerhalb des Vergleichs mitteleuropäischer Flussläufe zeigt sich die Hochwasserentwicklung stark differenziert. An Mittelrhein, Saale und der mittleren Elbe können keine hochwasserreichen Phasen konstatiert werden. Ausgeprägt ist die Hochwasserfrequenz vor allem an der Werra und im BAV. Moldau, Main und Weser werden ebenfalls von häufigen Überschwemmungen heimgesucht. An der tschechischen Elbe beginnt eine lange Phase gesteigerter Hochwasseraktivität etwas zeitverzö-

gert um 1760 (vgl. Tab. 5.5). Die Zeitreihen von Mittelrhein, Weser und Mittelelbe enden mit dem Jahr 1800 und können nicht mehr in den Vergleich mit einbezogen werden.

Ab 1790 kommt es an Main, Pegnitz, Werra und Saale weitgehend zeitgleich mit dem BAV zu einem Rückgang der Hochwasserfrequenz. Die abnehmende Frequenz fällt zeitlich mit dem Dalton Minimum um 1800 zusammen. Während dieser Phase reduzierter Sonnenaktivität können drei hochwasserarme Dekaden indiziert werden. Gegensätzlich dazu verhält sich die Hochwasserentwicklung von Niederrhein, tschechischer Elbe und Moldau. Im Rahmen der räumlichen Gegenüberstellung der Hochwassergeschichte Mitteleuropas zeigt der zentrale Bereich eine reduzierte Hochwasseraktivität, die peripher gelegenen Flussläufe hingegen weisen ein konträres Verhalten auf.

### **Hauptphase 4**

Zwischen den Jahren 1820 – 1870 kommt es zu außergewöhnlich hohen Hochwasserfrequenzen. Für das Untersuchungsgebiet wurde diese Phase bereits beschrieben. Zeitgleich kommt es vor allem an den östlich davon gelegenen Flussläufen der Moldau und der tschechischen Elbe zu bis dato nicht beschriebenen Hochwasserhäufigkeiten (vgl. Tab. 5.5). Auch für die Flussgebiete Mitteldeutschlands (Main, Pegnitz und Werra) lässt sich diese generelle Entwicklung dokumentieren. Nur an Saale und Niederrhein bleibt ein Anstieg der Hochwasserfrequenz aus. Am Niederrhein wird die natürliche Hochwasserentwicklung in starkem Maße durch die Rheinkorrekturen überprägt.

Ähnliche hochwasserarme Verhältnisse wie während des LLM lassen sich für Mitteleuropa zwischen 1890 bis 1910 beschreiben. Die tschechischen Flussläufe weichen dabei deutlich negativ von den mittleren Verhältnissen ab. Diese Phase muss aber unter dem Aspekt sich überlagernder Trends betrachtet werden. Anthropogene Eingriffe in die Flusssysteme gewinnen immer mehr an Bedeutung, die Häufigkeit von schadensträchtigen kleinen und mittleren Hochwasserereignissen wird zunehmend reduziert. Glaser (2008) führt dazu an, dass sich ab 1800 ein einheitliches Muster der Hochwasserentwicklung (bezogen auf Mitteleuropa) verliert. Je nach Flusslauf setzen die Korrektionsmaßnahmen zeitlich unterschiedlich ein.

### **ab 1900**

Die Vergleichbarkeit zwischen den einzelnen (Teil-) Einzugsgebieten wird aufgrund moderner Überprägung der Flüsse erschwert. Generell lässt sich eine abnehmende Hochwassertätigkeit beschreiben. Ausgenommen von dieser Entwicklung sind das Untersuchungsgebiet und zwischen den Jahren 1910 und 1939 der Main.

## **BAV/Niederrhein**

Mit der zweiten Dekade des 15. Jh.s beginnt eine Analogie zwischen dem BAV und dem Niederrhein, die sich bis zu Ende des 18. Jh.s verfolgen lässt. Dieser auffällige Synchronismus endet um die Jahrhundertwende 18./19. Jh.. Insgesamt lassen sich fünf hochwasserreiche Phasen indizieren, die nahezu parallel am Niederrhein und im BAV stattfinden. Glaser (2008) beschreibt für den Niederrhein ein generell angehobenes Hochwasserniveau während der „Kleinen Eiszeit“. Eine Kopplung der Hochwasserhäufigkeit zwischen diesen grundverschiedenen Einzugsgebieten kann ihre Ursache in den klimatischen Rahmenbedingungen haben. Der Abfluss unterliegt jeweils einer einzugsgebietsabhängigen Bereitstellung. Eine mögliche Erklärung wäre: positive Niederschlagsanomalien könnten im Einzugsgebiet des Niederrheins durch direkten Abfluss eingebracht worden sein. Dieselben klimatischen Rahmenbedingungen könnten im Einzugsgebiet der alpinen Donautributäre in Form temporärer Speicher zeitverzögert die Genese von Hochwasserereignissen begünstigt haben (vgl. dazu Tabelle 5.5).

Abschließend lassen sich erhebliche regionale Unterschiede der Hochwasserentwicklung festhalten. Generell scheint die Kopplung zwischen den östlich gelegenen Flussläufen von Moldau, tschechischer Elbe und dem BAV höher auszufallen als der Vergleich zu den anderen Flussläufen. Ein Zusammenhang kann anhand meridionalisierter Zyklonenzugbahnen, die sich aus dem Mittelmeerraum in nördliche Richtungen bewegten, aufgezeigt werden. Derartige Zugbahnen besitzen für beide Teilräume, hinsichtlich der Hochwasserentstehung, eine gesteigerte Bedeutung. Ein Vergleich mit den rezenten Analogfällen verdeutlicht diesen räumlichen Zusammenhang. Grundlegend differenzierte Verhältnisse können an der jahreszeitlichen Verteilung der Hochwasserereignisse beschrieben werden, wie in Kapitel 5.2 dargestellt wurde. Diese zeitliche Komponente ist in starkem Maße von geomorphologischen Grundvoraussetzungen und der hyposmetrischen Verteilung der Einzugsgebiete abhängig. Die Lage im Raum führt zusätzlich zu differenzierten Mustern der Anströmung und Hochwassergenese.

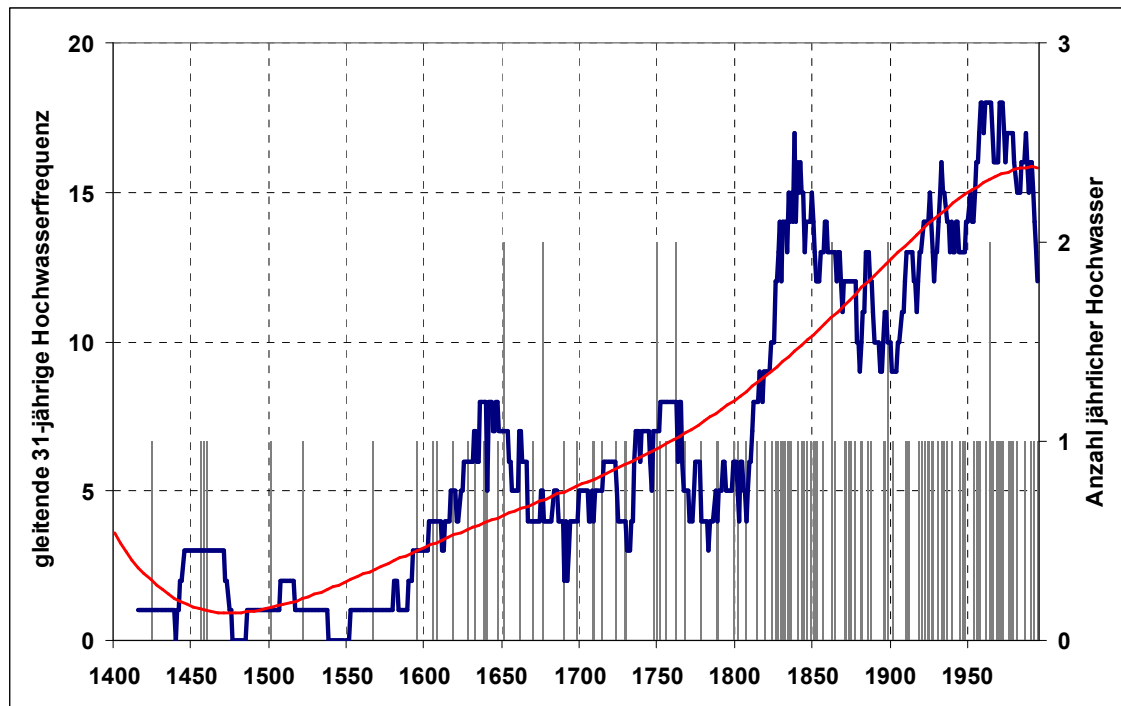
## **5.5 Analyse der Hochwasserzeitreihen der einzelnen Einzugsgebiete in annueller Auflösung**

Im Folgenden werden die einzelnen Flüsse des Untersuchungsgebiets und ihre Hochwasserchronologie vorgestellt. Für eine quantitative Beurteilung der Zeitreihen wurden die gleitenden Hochwasserfrequenzen jeweils einer t-Test Analyse unterzogen. Das Überschreiten der Prüfgrößen über den signifikanten Schwellenwert wird als Indiz für Veränderungen innerhalb übergeordneter atmosphärischer Rahmenbedingungen interpretiert (vgl. Kapitel 4.4.1 sowie 5.4.2). Eine Diskussion hinsichtlich der atmosphärischen Rahmenbedingungen bleibt auf die Prüfgrößenwerte beschränkt, die den Schwellenwert des 95%-igen Signifikanzniveaus überschreiten.



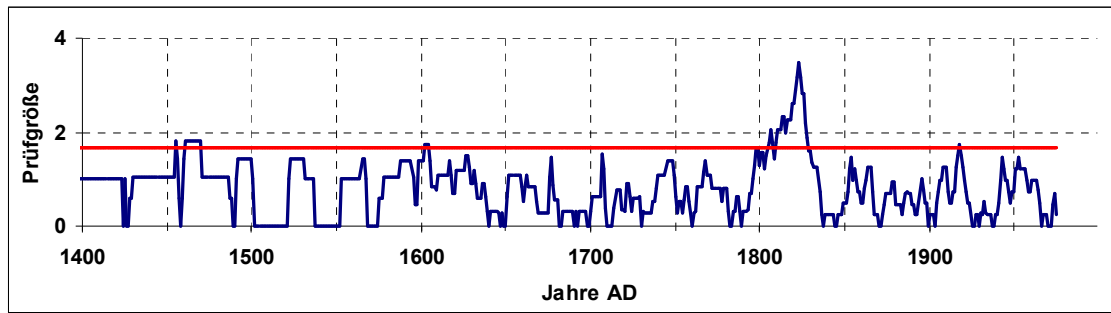
### 5.5.1 Iller

In Abbildung 5.16 ist die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Iller für das Gesamtjahr (blaue Kurve) dargestellt. Ergänzt wird die Graphik durch die Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (vgl. graue Balken). Für diese Zeitreihe wurden die Daten der deskriptiven Phase von Kempten bis zur Mündung in die Donau zusammengefasst. Mit Beginn der EIP wird die Datenreihe mit hochpassgefilterten Lattenpegelangaben der Stadt Kempten fortgeführt.



**Abb. 5.16:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit der Iller zwischen 1400 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynomfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)

Die ersten schriftlichen Hinweise auf Überschwemmungen entlang der Iller sind mit Beginn des 15. Jh.s überliefert. Abbildung 5.16 kann man anhand der grauen Säulen entnehmen, wie die anfänglich geringe Datendichte ab dem 17. Jh. deutlich zunimmt. Eine weitere deutliche Zunahme der Datendichte fällt mit dem Beginn amtlicher Aufzeichnungen in Kempten auf das Jahr 1826. Aufgrund der variierenden Datendichte erfolgt eine Interpretation der Hochwasserentwicklung erst ab dem 17. Jh.. Demzufolge kann eine erste Hochwasserphase an der Iller zwischen 1600 und 1670 verzeichnet werden (vgl. Abb. 5.16). Zu Beginn der definierten Phase wird das 95%-ige Signifikanzniveau überschritten (vgl. Abb. 5.17).

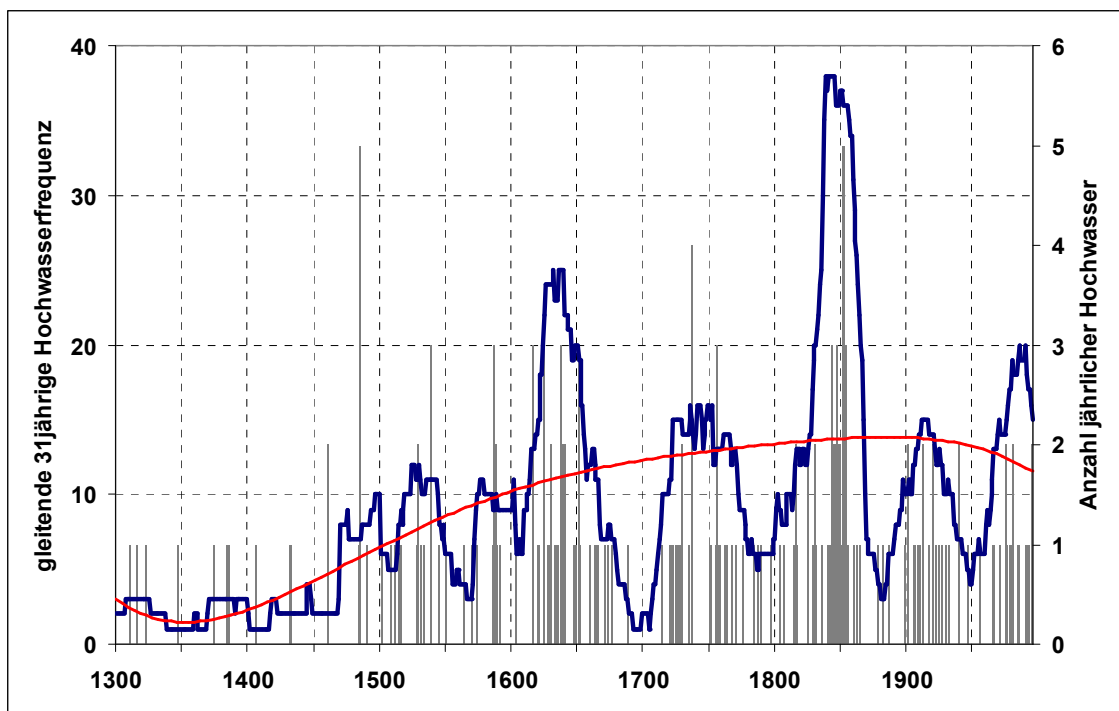


**Abb. 5.17:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Iller für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

Generell wird der Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus der Zeitreihe „Iller Gesamtjahr“ nur selten überschritten. Die fehlende Signalstärke kann ein Indiz dafür sein, dass die Zeitreihe Iller inhomogenen Datengrundlagen unterliegt. Der statistische Bedeutungswechsel um 1600 fällt mit der Hochphase von LIATE 2 zusammen und kann mit positiven Niederschlagsanomalien während der Sommermonate in Verbindung gebracht werden (vgl. Kapitel 5.4.1). Das Signifikanzniveau wird erst wieder um 1825 überschritten. Während des späten Maunder Minimums ist die Hochwasserentwicklung an der Iller von winterlichen Ereignissen geprägt. Insgesamt fällt diese hochwasserarme Phase im Vergleich mit den anderen Flüssen deutlich gedämpft aus. Generell ist das LMM an den untersuchten Flüssen des südlichen Bayerns durch eine starke Hochwasserarmut geprägt. Eine Ausnahme dazu bildet neben der Iller auch der außeralpine Inn. Dieser Aspekt wird in Kapitel 5.6.1 nochmals aufgegriffen. Nach 1700 kommt es zu einer kurzen Phase erhöhter Hochwasseraktivität, um 1750 erreicht die Hochwasserfrequenz einen letzten Höchststand vor Beginn der EIP. Das Dalton Minimum um 1800 spiegelt sich, im Kurvenverlauf schwach ausgeprägt, wider. In der zweiten Dekade des 19. Jh.s kommt es zu einem außerordentlichen Anstieg der Hochwasserfrequenz. Bis zur Jahrhundertwende ebbt diese Phase extremer Hochwasserhäufigkeit ab. Der Beginn dieser Phase wird durch eine signifikante Überschreitung des Schwellenwertes durch die t-Test Prüfgröße angezeigt (vgl. Abb. 5.17). Das Signifikanzniveau wird von der Prüfgröße für einen verhältnismäßig langen Zeitabschnitt nicht mehr unterschritten. Der Verlauf der t-Test Prüfgröße kann als Indikator für Interferenzen innerhalb der Datengrundlage (inhomogene Datenlage aufgrund des Übergangs deskriptive Phase/EIP) und gleichzeitige Veränderungen der atmosphärischen Rahmenbedingungen herangezogen werden. Es folgt ein moderater Rückgang der Hochfrequenz mit Minimum um 1900. Daran schließt ein starker Anstieg der Hochwasserfrequenz an, der mit einer Zunahme der Niederschläge in Südwest- und Westdeutschland in Verbindung gebracht werden kann (vgl. Glaser 2008). Dieser Anstieg ist nochmals mit einem Überschreiten des Signifikanzniveaus verbunden.

### 5.5.2 Lech

Die ersten schriftlichen Hinweise auf Überschwemmungen entlang des Lechs datieren aus der ersten Hälfte des 14. Jh.s. In Abbildung 5.18 ist die langzeitliche Hochwasserentwicklung anhand der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz des außeralpinen Lechs dargestellt. Die Graphik ist um die Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse ergänzt (vgl. graue Säulen in Abb. 5.18). Diese Zeitreihe generiert sich aus den deskriptiven Angaben zu Hochwasserereignissen des Lechs zwischen Füssen und der Mündung in die Donau ab 1310 bis einschließlich 1939. Ab 1940 wurde auf instrumentelle, hochpassgefilterte Daten des Großraums Augsburg zurückgegriffen (vgl. Kapitel 4.1.2).

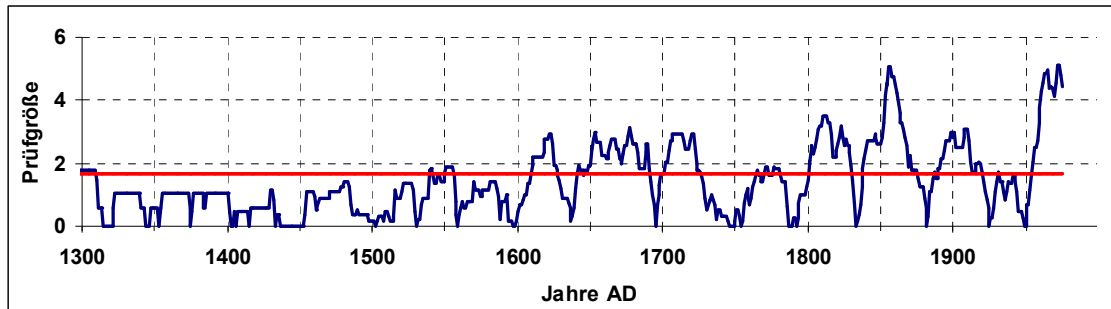


**Abb. 5.18:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeiten des Lechs zwischen 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynomfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse als graue Säulen.

Die Phasen schwach ausgeprägter Hochwasseraktivität vor Mitte des 15. Jh.s werden aufgrund der geringen Datendichte nicht diskutiert. Für diese frühen Ereignisse lässt sich aber vermuten, dass es sich um starke Ereignisse gehandelt haben muss, die auf Grund ihres hohen Schadensausmaßes tradiert wurden. Demnach lässt sich die erste Phase gesteigerter Hochwasseraktivität ( $PH1^{\text{Lech}}$ ) entlang des außeralpinen Lechs zwischen 1470 – 1500 indizieren. Obwohl der Prüfgrößenwert der t-Testanalyse keine signifikante Änderung anzeigt (vgl. Abb. 5.19), lässt sich der Zeitreihe selbst ein deutlicher Anstieg der Frequenz ab 1470 entnehmen. Ein abrupter Rückgang der Hochwasserhäufigkeit folgt um 1500 (vgl. Abb. 5.18). Der Phasenbeginn wird durch einen nicht signifikanten Prüf-

größtenwert in Abbildung 5.19 angezeigt, das Phasenende kann anhand der t-Testanalyse nicht nachverfolgt werden.

Zwischen den Jahren 1515 – 1545 folgt  $PH2^{Lech}$ , eine zweite Phase gesteigerter Hochwasseraktivität. Das Ende dieser Phase am Lech wird erstmals durch einen signifikanten Schwellenwert angezeigt (vgl. Abb. 5.19). Generell fällt die zunehmende Hochwasseraktivität zeitlich zwischen das Ende des Spörer Minimums und den Beginn einer zweiten Hochphase negativer Temperaturanomale im Alpenraum (vgl. Tab. 5.4)



**Abb. 5.19:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung am Lech für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

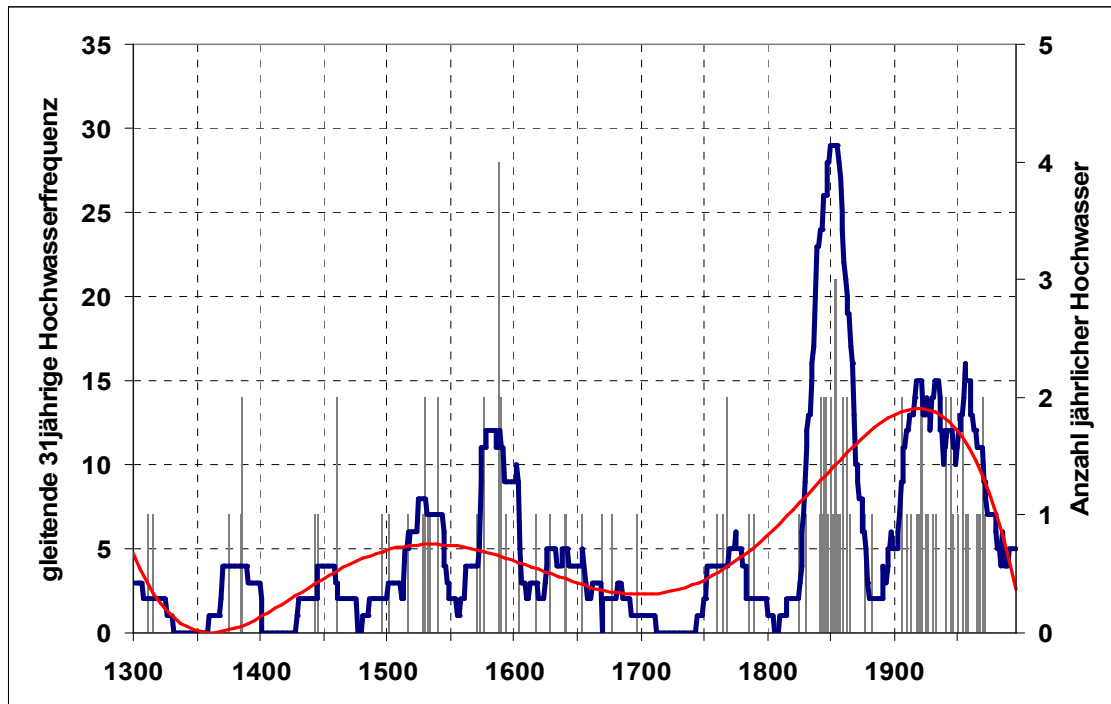
Zwischen 1575 – 1605 lässt sich eine dritte Hochwasserphase indizieren, deren Ende durch den t-Test angezeigt wird (die Prüfgröße überschreitet das 95%-Signifikanzniveau, vgl. Abb. 5.19). Der kurzfristige Rückgang der Hochwasserfrequenz fällt mit dem Maximum von LIATE 2 um 1600 zusammen. Zwischen den Jahren 1615 und 1665 ( $PH4^{Lech}$ ) lässt sich eine außergewöhnliche Phase ausgeprägter Hochwasseraktivität festhalten, in der die 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz auf einen einmaligen Wert vor Beginn der EIP respektive der Aufzeichnungen historischer Printmedien ansteigt. Beginn wie Ende werden durch signifikante t-Test-Prüfgrößenwerte angezeigt, die ein Signifikanzniveau von 99% überschreiten (vgl. Abb. 5.19). Die nächste auffällige Phase,  $NQ3^{Lech}$ , ist von ausgeprägter Hochwasserarmut gekennzeichnet und fällt in das LMM. Innerhalb der vorliegenden Zeitreihe kann ein einmaliger Rückgang der Hochwasserfrequenz konstatiert werden. Die Prüfgröße des t-Tests überschreitet den kritischen Schwellenwert des Signifikanzniveaus über 5 Dekaden hinweg, ein mögliches Indiz für eine multidekadische Schwankung der klimatischen Rahmenbedingungen. Ab 1720 bis 1770 folgt mit  $PH5^{Lech}$  eine vergleichsweise lange anhaltende Phase gesteigerter Hochwasseraktivität. Der Phasenbeginn wird durch hochsignifikante Prüfgrößenwerte indiziert (vgl. Abb. 5.19), die auf starke Veränderungen in Zusammenhang mit dem Ende des Maunder Minimums verweisen.  $PH5^{Lech}$  selbst wird nur von geringfügigen Mittelwertsunterschieden begleitet, ein möglicher Hinweis auf gleichbleibende atmosphärische Rahmenbedingungen. Der wiederum deutliche Rückgang der Hochwasserhäufigkeit mit Minimum um 1785, indiziert durch signifikante Prüfgrößenwerte, findet in der zeitli-

chen Nähe des Beginns des Dalton Minimums statt. Während  $PH6^{Lech}$  ist die Hochwasserfrequenz innerhalb der Zeitreihe „Hochwasser Lech Gesamtjahr“ einmalig. Analog dazu zeigt der Prüfgrößenwert hochsignifikante Veränderungen an. Die gesamte Phase wird von Prüfgrößenwerten begleitet, die weit über dem kritischen Signifikanzniveau liegen und auf außergewöhnliche deutliche Unterschiede innerhalb des Mittelwertsvergleichs verweisen. Diese Phase extremer Hochwasseraktivität ist für alle untersuchten Flussläufe des BAV dokumentiert. Die Ausprägung dieser Phase ist am Lech, analog wie am Inn, am intensivsten. Dementsprechend müssen neben veränderten klimatischen Rahmenbedingungen zusätzlich anthropogene Einflüsse auf die Entwicklung der Hochfrequenz unterstellt werden.

Darauf folgt ein ausgeprägter Rückgang der Hochwasseraktivitäten, deren Minimum um 1880 konstatiert werden kann. Zwischen 1910 – 1930 folgt mit  $PH7^{Lech}$  eine weitere Hochwasserphase. Die Entwicklung der Prüfgrößenwerte während  $PH7^{Lech}$  bedarf weiterer Aufmerksamkeit. Diese Phase fällt mit dem bereits angesprochenen Kipppunkt der Retrodiktion zwischen Hochwasserfrequenz und der natürlichen Klimavariabilität um 1930 zusammen. Gleichzeitig kann eine fortgeschrittene anthropogene Überprägung der Flusssysteme konstatiert werden, die sich auch für den Lech aufzeigen lässt. Die auffällige Entwicklung der t-Testprüfgröße belegt deutlich inhomogene Verhältnisse innerhalb des Mittelwertvergleichs, die auf Veränderungen der klimatischen Rahmenbedingungen zurückgeführt werden (vgl. 5.19). Um 1950 wird eine letzte Phase stark reduzierter Hochwasseraktivität erreicht.  $PH8^{Lech}$  beginnt per Definition um 1965 und dauert bis zum Zeitreihenende 1995 an. Die letzte Hochwasserphase  $PH8^{Lech}$  wird innerhalb der Zeitreihe abschließend von einer hochsignifikanten Prüfgröße begleitet, deren maximaler Wert mit dem Anstieg der Hochwasserfrequenz zusammenfällt. Der Beginn dieser Phase fällt zeitgleich mit einem außergewöhnlichen Temperaturanstieg im Alpengroßraum zusammen (vgl. Abb. 6.1).

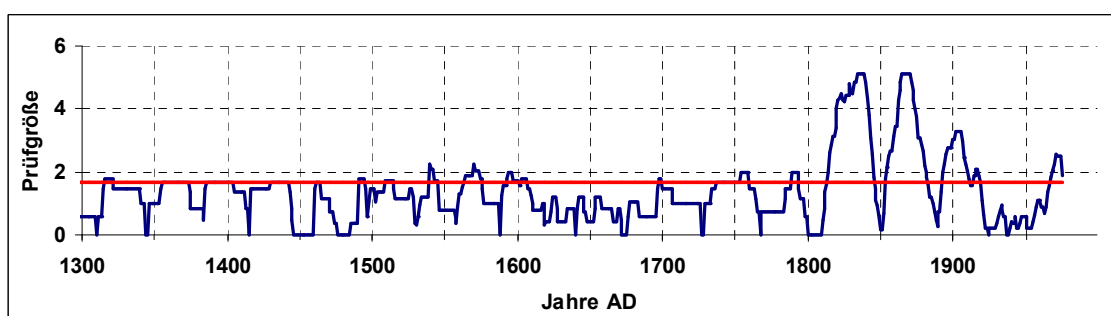
### 5.5.3 Wertach

Die ersten schriftlichen Hinweise auf Überschwemmungen entlang der Wertach konnten für das Ende des 13. Jh.s erhoben werden. Aufgrund einer generell eingeschränkten Datenlage während des Mittelalters wird die Diskussion erst mit der Hochwasserentwicklung ab dem 16. Jh. begonnen. In Abbildung 5.20 ist die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Wertach dargestellt. Datenbasis für die Hochwasserfrequenz sind deskriptive Daten bis 1826, die zwischen Kaufbeuren und der Mündung in den Lech erhoben werden konnten. Die Daten der EIP/MIP setzen sich aus den Zeitreihen Ettringen und Augsburg/Oberhausen zusammen, die grauen Säulen zeigen die zeitliche Verteilung der jährlichen Hochwasserereignisse an.



**Abb. 5.20:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit, Wertach zwischen 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynominalfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)

Zwischen den Jahren 1515 bis 1545 kommt es zur einer ersten Phase erhöhter Hochwasseraktivität. Während des Anstiegs der Hochwasserfrequenz zu PH1<sup>Wertach</sup> erreicht die t-Testprüfgröße erstmals den Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus innerhalb der diskutierten Phasen. Das Ende von PH1<sup>Wertach</sup> wird ebenfalls von signifikanten Veränderungen der Mittelwerte begleitet (vgl. Abb. 5.20 und Abb. 5.21).



**Abb. 5.21:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Wertach für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

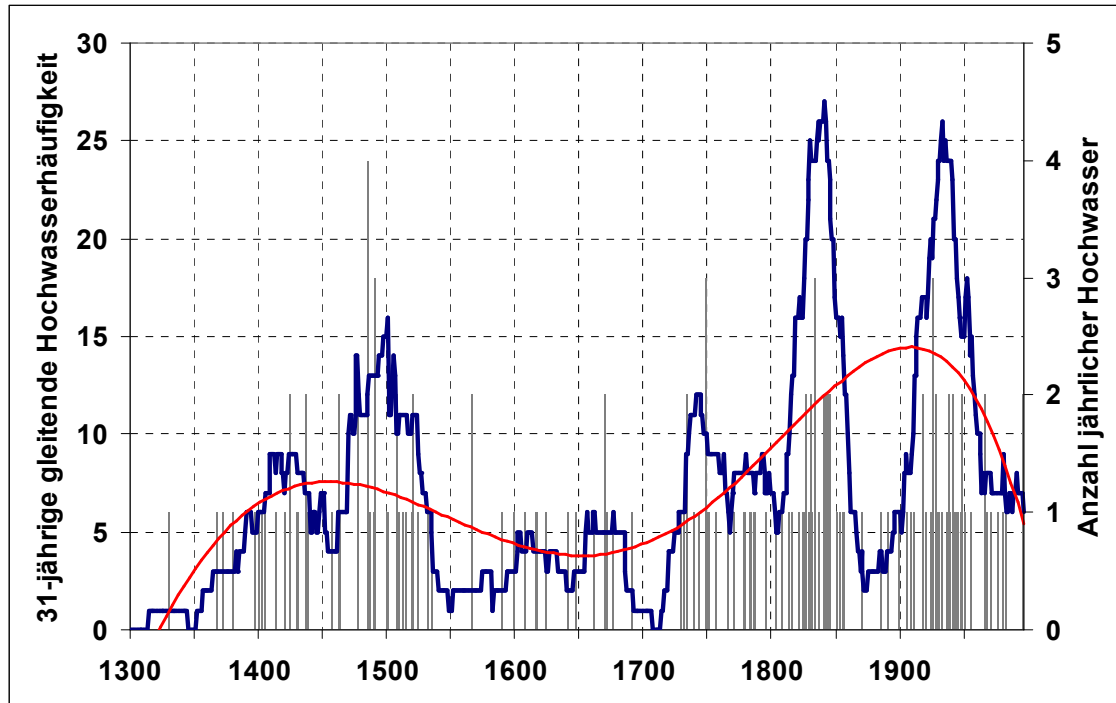
Für PH2<sup>Wertach</sup>, von 1570 – 1605, können signifikante Prüfgrößenwerte aufgezeigt werden, die sich jeweils zu Phasenbeginn und zu Phasenende mit ansteigender bzw. absteigender Hochwasserfrequenz überschneiden. Innerhalb der Zeitreihe Wertach ist PH2<sup>Wertach</sup> die hochwasserreichste Phase der vorinstrumentellen Peri-

ode (vgl. Abb. 5.20) und fällt zeitlich mit dem Beginn von LIATE 2 zusammen. Das Phasenende wird mit dem Höhepunkt der Gletschervorstoßphase erreicht. Während des 17. Jh.s kann generell eine reduzierte Hochwasseraktivität festgestellt werden. Mit PH3<sup>Wertach</sup> folgt von 1625 – 1655 eine hochwasserauffällige Phase, ohne signifikante Werte der t-Testschätzfunktion. Mit Beginn des Maunder Minimums nimmt die Hochwasserfrequenz stetig ab bis schließlich zwischen 1720 – 1740 keine Hochwasser auftraten. Diese Entwicklung ist im Vergleich zu den anderen Einzugsgebieten des BAV auffällig. Während in den Referenzgebieten die Hochwasserhäufigkeit während der extremen Ausprägung des Späten Maunder Minimums im Mittel die niedrigsten Werte erreicht, kann eine deutlich zeitverzögerte Entwicklung an der Wertach konstatiert werden. Diese Entwicklung wird auch durch signifikante Veränderungen der Prüfgröße indiziert, die zu Beginn und Ende der absoluten Hochwasserarmut (1715 – 1745) den Schwellenwert überschreitet. (vgl. Abb. 5.21). Erst zur Mitte des 18. Jh.s steigt die Hochwasserhäufigkeit wieder an und manifestiert sich in PH4<sup>Wertach</sup> (1755 – 1785). Wiederum können signifikante Prüfgrößenwerte zu Phasenbeginn und -ende der Abbildung 5.21 entnommen werden. Zwischen 1785 und 1825 kommt die Hochwassertätigkeit, zeitgleich mit dem Dalton Minimum, zum wiederholten Mal zum Erliegen. Mit Ende des Dalton Minimums (nach 1810) bzw. mit Beginn von PH5<sup>Wertach</sup> wird das Signifikanzniveau abermals deutlich überschritten. Diese extrem ausgeprägte Hochwasserphase wird von signifikanten Prüfgrößenwerten eingerahmt. Analog der mittleren Verhältnisse im gesamten Untersuchungsgebiet folgt eine Phase höchster Hochwasseraktivität, die zwischen 1830 – 1870 stattfindet (PH5<sup>Wertach</sup>). Um die 1880er Jahre nimmt die Hochwasserfrequenz zum wiederholten Male stark ab, diese hochwasserarme Phase wird von hochsignifikanten Prüfgrößenwerten zu Beginn und Ende begleitet. Während des 20. Jh.s lassen sich zwei Phasen gesteigerter Hochwassertätigkeit definieren. PH6<sup>Wertach</sup>, dauert von 1910 – 1935 und PH7<sup>Wertach</sup> von 1950 – 1970. Die zuletzt genannten Phasen lassen sich alternativ zu einer hochwasserreichen Phase zusammenfassen. Die alternative Phasendefinition findet durch die Entwicklung der t-Testprüfgröße Bestätigung, wie Abbildung 5.21 entnommen werden kann. Für den Zeitraum zwischen 1910 – 1970 wurden mit 32 Ereignissen der Klassen HW2 und HW3 auffällig viele Hochwasserereignisse erhoben. Diese Häufigkeit muss in engem Zusammenhang mit tiefgreifenden anthropogenen Eingriffen in das Flusssystem der Wertach betrachtet werden (vgl. z. B. Scheunenpflug 1993, Nowotny 2001). Die rezenten Hochwasserereignisse an der Wertach von 1999, 2000, 2002 (2x) und 2005 sind verfahrensbedingt nur von reduzierter Bedeutung.

#### 5.5.4 Isar

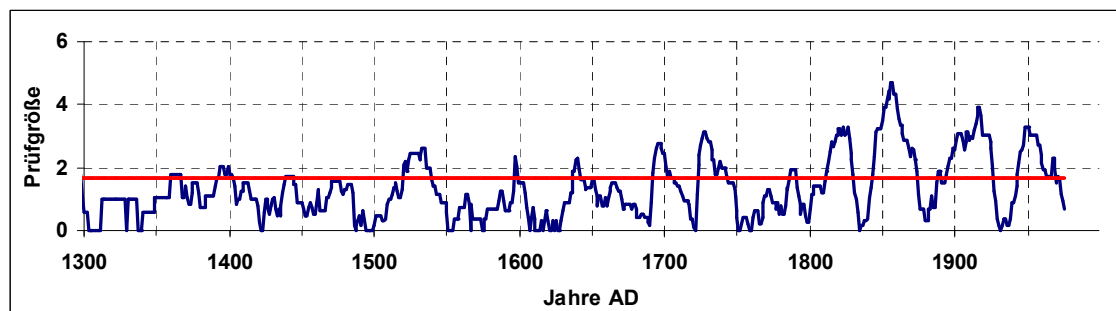
Die ersten schriftlichen Nachrichten über Hochwasserereignisse an der Isar stammen aus dem 14. Jh. Bis zu Beginn der EIP generiert sich die Zeitreihe aus deskriptiven Angaben, deren Verortungen zwischen Bad Tölz und der Donaumündung liegen. Mit Beginn der EIP wurde auf den Pegel Landshut zurückgegriffen. Die Wahl dieser Pegelmessstelle liegt in der Datenqualität begründet.

Weiter flussaufwärts liegende Pegel weisen z. T. starke Inhomogenitäten auf. In Abbildung 5.22 ist die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit für die außer-alpine Isar dargestellt. Die erste hochwasserreiche Phase an der Isar erreicht ihr Maximum zwischen 1410 und 1430.



**Abb. 5.22:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit, an der Isar zwischen 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynomfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)

Die an- und absteigende Hochwasserfrequenz von  $PH1^{Isar}$  wird jeweils von signifikanten Mittelwertsunterschieden begleitet. Der Kurvenverlauf der t-Test-Prüfgröße kann Abbildung 5.23 entnommen werden.



**Abb. 5.23:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Isar für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

$PH2^{Isar}$  gestaltet sich als markante Hochwasserphase, die um 1470 beginnt und bis etwa 1530 anhält. Vor Beginn der EIP wird keine höhere Spitze in der Hoch-



wasserauftrittsfrequenz mehr erreicht. Der Phasenbeginn wird durch signifikante Prüfgrößenwerte begleitet. Mit abnehmender Frequenz wird abermals eine signifikante Veränderung übergeordneter Strukturen indiziert (vgl. Abb. 5.23). NQ2<sup>Isar</sup>, eine ausgeprägte Phase stark reduzierter Hochwasseraktivität zwischen 1530 und 1600, wird durch signifikante Unterschiede der Mittelwertsverteilung angezeigt. Generell kann bis zum Ende des LMM ein reduziertes Auftreten von Überschwemmungen an der Isar konstatiert werden (vgl. Abb. 5.22). Zwischen den Jahren 1600 – 1685 lassen sich entlang der außeralpinen Isar zwei hochwasserauffällige Phasen beschreiben. PH3<sup>Isar</sup> lässt sich zwischen 1600 und 1630 und PH4<sup>Isar</sup> zwischen 1655 und 1685 belegen. Die an- bzw. absteigenden Hochwasserfrequenzen werden jeweils durch signifikante Prüfgrößenwerte indiziert. Die hochwasserarme Phase während des Maunder Minimums, speziell das „Späten Maunder Minimums“ ist an der Isar deutlich ausgeprägt (vgl. Abb. 5.22). Sie ist auch am Kurvenverlauf der t-Testprüfgröße zu erkennen. Der Schwellenwert des 99%- Signifikanzniveaus wird von der Schätzfunktion zu Beginn und Ende des LMM überschritten (der Schwellenwert des 99%- Signifikanzniveaus liegt bei 2,39). Dieser überschrittene Schwellenwert markiert zugleich den Übergang zur gesteigerten Hochwasserfrequenz von PH5<sup>Isar</sup>. Dieser Anstieg spiegelt sich mit seinem Maximum um 1740 in nahezu allen Referenzgebieten wider. Die nächste signifikante Änderung der Mittelwerte fällt mit dem Ende von PH6<sup>Isar</sup> zusammen. Die letzten beiden genannten Phasen, PH5<sup>Isar</sup> und PH6<sup>Isar</sup> lassen sich auch auf Grund der erhöhten mittleren Frequenz alternativ zu einer hochwasserreichen Phase zwischen den Jahren 1730 bis 1800 zusammenfassen (vgl. Abb. 5.22). Diese alternative Definition findet durch den Verlauf der Prüfgröße Bestätigung wie Abbildung 5.23 entnommen werden kann. Die nächsten signifikanten Veränderungen lassen sich zeitlich mit dem Dalton Minimum korrelieren, das zeitgleich mit einem deutlichen Rückgang der Hochwasserfrequenz an der Isar eintritt. Die signifikanten Veränderungen der Prüfgröße für die extreme Hochwasserphase PH7<sup>Isar</sup> finden sich analog in den vorab beschriebenen westlichen Einzugsgebieten des BAV (vgl. Abb. 5.23). Um 1880 wird das Minimum von NQ7<sup>Isar</sup> erreicht, eine ausgeprägte Phase stark reduzierter Hochwasseraktivität, die zwischen 1860 – 1910 bestimmt werden kann, vgl. Abbildung 5.22. Die Schätzfunktion überschreitet das Signifikanzniveau jeweils zeitgleich zur ab- bzw. ansteigenden Frequenz. Die letzte markante Phase ausgeprägter Hochwasseraktivität an der Isar, mit Beginn um 1900, endet abrupt in den 50er Jahren des 20. Jh.s. Der abrupte Rückgang lässt sich auf die Inbetriebnahme des Sylvenstein- speichers zurückführen. Durch diese Baumaßnahme wurde die Hochwassergefährdung entlang der Isar deutlich minimiert. Die Hochwasserereignisse der jüngeren Vergangenheit spiegeln sich zum Ende der Zeitreihe in einem leichten Anstieg wider.

### 5.5.5 Inn

Die ersten schriftlichen Hinweise auf Überschwemmungen entlang des Inns finden sich für die Mitte des 14. Jh.s. Die Hochwassergeschichte des Inns wird in einen inneralpinen und einen außeralpinen Bereich unterteilt, die zum Teil differenzierten Entwicklungen unterliegen. Die Hochwasserentwicklung des außeralpinen Inns ist häufig an den Zufluss der Salzach gebunden. In Abbildung 5.24 sind die jeweils 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenzen gegenübergestellt. Die Kurvenverläufe spiegeln sowohl analoge wie konträre Entwicklungen wider.

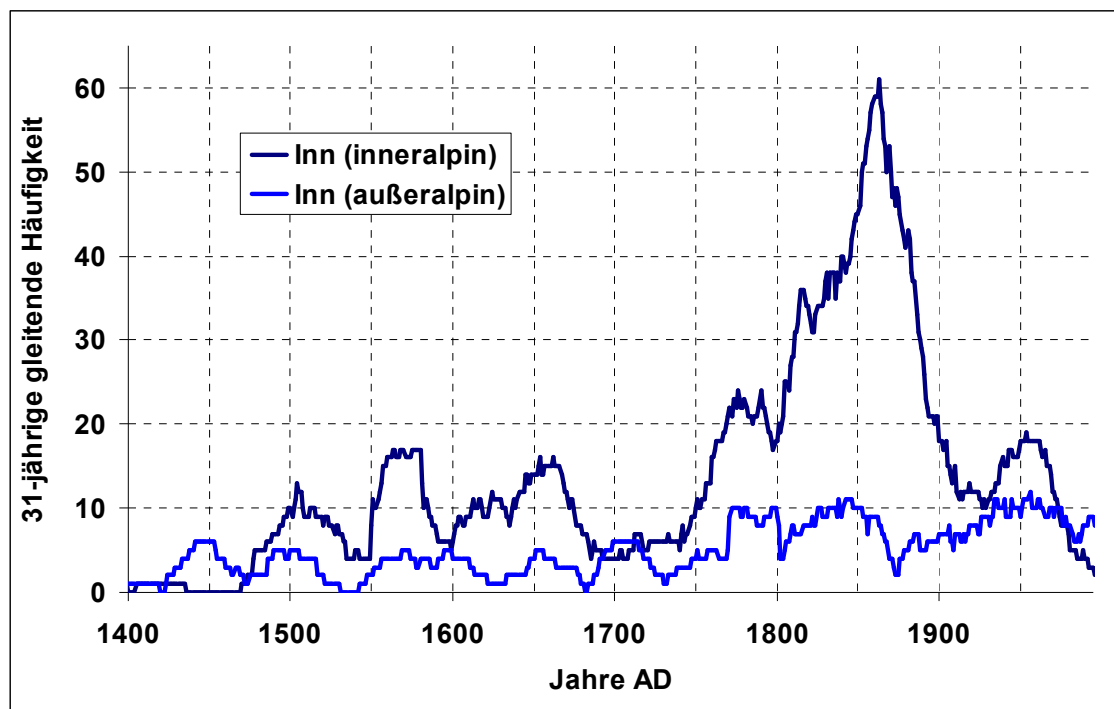
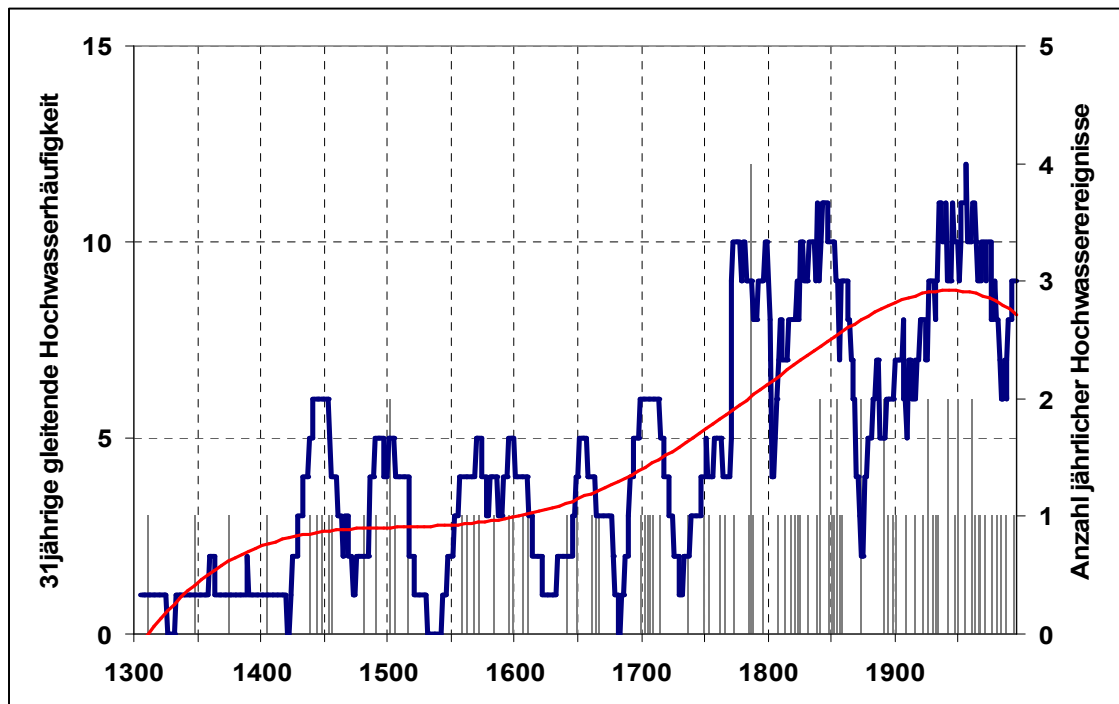


Abb. 5.24: Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit Gesamtjahr inneralpiner Inn (dunkelblaue Kurve) und außeralpiner Inn (hellblaue Kurve)

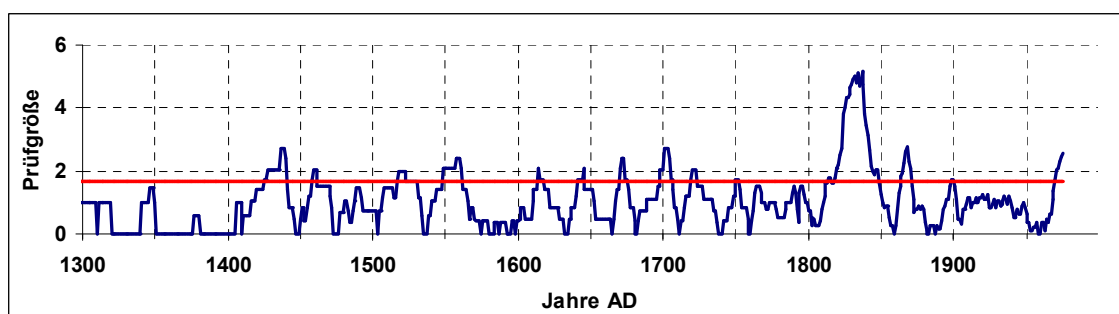
#### Inn (außeralpin)

Hochwasser entlang des außeralpinen Inns lassen sich bereits im 14. Jh. anhand schriftlicher Überlieferungen belegen. Bis zu Beginn der EIP generiert sich die vorliegende Zeitreihe aus den deskriptiven Angaben, die zwischen Kufstein und der Mündung in die Donau bei Passau überliefert sind. Mit Beginn der EIP kommen klassifizierte Lattenpegelangaben der Stadt Wasserburg zum Einsatz. Wiederum wird auf eine Diskussion vor Mitte des 15. Jh.s auf Grund einer reduzierten Datenlage verzichtet. Dementsprechend lässt sich für den außeralpinen Inn eine erste hochwasserreiche Phase zwischen den Jahren 1430 bis 1470 festhalten PH1<sup>außerInn</sup>. Insgesamt muss die Datendichte für die Hochwassergeschichte des außeralpinen Inn bis 1825 als gering eingestuft werden.



**Abb. 5.25:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit, außeralpiner Inn, zwischen 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynomfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)

Der Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus wird erstmals zu Beginn von  $PH1^{außerInn}$  überschritten (vgl. Abb. 5.26) und geht konform mit ansteigenden Hochwasserfrequenzen (vgl. Abb. 5.25). Auch der Rückgang der Hochwasserhäufigkeit am Ende dieser ersten hochwasserreichen Phase lässt sich durch die t-Test-Prüfgrößenwerte ausmachen.



**Abb. 5.26:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung am außeralpinen Inn für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

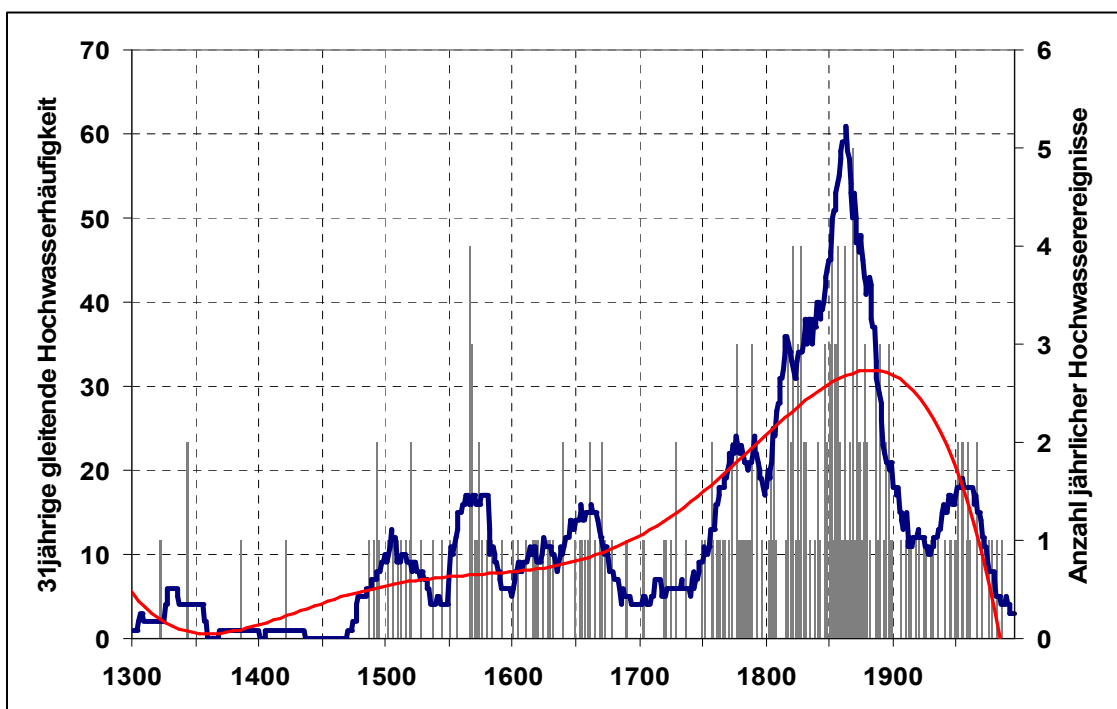
$PH2^{außerInn}$ , die zweite Phase erhöhter Hochwasseraktivität, folgt zwischen den Jahren 1485 – 1515. Nur das Phasenende ist durch signifikante Prüfgrößenwerte des t-Tests erfasst (vgl. Abb. 5.26). In den darauf folgenden Jahren kann von einer ausgeprägt hochwasserarmen Periode gesprochen werden. Ab Mitte des 16.

Jh.s folgt dann mit PH3<sup>außerInn</sup> eine lang anhaltende Phase gesteigerter Hochwasseraktivität, deren Frequenzan- und -abstieg jeweils durch signifikante Prüfgrößenwerte angezeigt wird. Diese Phase ist generell an den Flüssen Mitteleuropas belegt (vgl. z. B. Glaser 2008). Darauf folgt eine weitere hochwasserarme Phase zwischen 1615 – 1650. Mit PH4<sup>außerInn</sup> schließt sich eine kurze Periode erhöhter Hochwasseraktivität (1650 – 1665) an.

Die Hochwasserentwicklung während des Maunder Minimums stellt sich im Vergleich mit den anderen Flüssen des Untersuchungsgebietes, differenziert dar. Um 1675 nimmt die Hochwasserfrequenz stark ab. Eine Gegenüberstellung der Hochwasserfrequenzen innerhalb des BAV zeigt, dass am außeralpinem Inn das stark reduzierte Auftreten von Hochwasserereignissen im Mittel zwei Dekaden früher stattfindet wie im restlichen Untersuchungsgebiet. Ab 1690 folgt mit PH5<sup>außerInn</sup> eine Phase relativ gesteigerter Hochwasseraktivität die bis etwa 1720 andauert. Diese relative Hochwasserphase fällt mit dem Höhepunkt des „Späten Maunder Minimums“ zusammen, und konstituiert sich entlang der anderen Flüsse des BAV als Phase ausgesprochener Hochwasserarmut. Der Kurvenverlauf der t-Test-Prüfgröße zeigt für diesen Zeitabschnitt signifikante Veränderungen der Mittelwerte an, die nicht zu Beginn und am Ende sondern während des bereits fortgeschrittenen Verlaufs von PH5<sup>außerInn</sup> um 1700 auftreten (vgl. Abb. 5.25 und 5.26). Der Verlauf der t-Testprüfgröße kann als Indiz für eine inhomogene Datenlage innerhalb der Zeitreihe interpretiert werden. Auf eine kurze, hochwasserarme Phase folgt ab 1736 eine Periode steigender Hochwasserfrequenz, PH6<sup>außerInn</sup>, die von 1770 bis zur Jahrhundertwende andauert. Das Dalton Minimum kann anders als das „Späte Maunder Minimum“ innerhalb der Hochwasserverteilungskurve des außeralpinen Inns schwach ausgeprägt interpretiert werden (vgl. Abb. 5.25). Die folgenden Phasen, PH7<sup>außerInn</sup> und PH8<sup>außerInn</sup>, sind unter der Prämisse „Überlagerung multipler Trends“ zu analysieren. Analog zur Entwicklung der bereits vorgestellten Hochwasserchronologien der südbayerischen Flüsse beginnt auch am Inn zwischen 1810 und 1870 eine Phase höchster Hochwasseraktivität. Die t-Test Prüfgröße verweist zu Beginn von PH7<sup>außerInn</sup> auf eine Veränderung übergeordneter Strukturen. Der extrem hohe Prüfgrößenwert um 1830 lässt sich, neben gleichzeitig stattfindenden klimatischen Veränderungen, mit dem Übergang von deskriptiven Daten zu den EIP-Daten erklären. Beginn und Ende dieser Phase werden durch ein Überschreiten des signifikanten Schwellenwertes von 1,67 angezeigt (vgl. Abb. 5.26). Der kurzfristige Rückgang der Hochwasseraktivität mit Minimum um 1875 spiegelt sich in den Prüfgrößenwerten wider, die den Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus bei abnehmender und darauffolgender zunehmender Frequenz wiederum überschreiten. Von diesem Zeitpunkt an steigt die gleitende Hochwasserhäufigkeit bis zu einem Maximum um 1950. PH8<sup>außerInn</sup> ist zwischen 1925 bis 1975 definiert, der Schwellenwert zum 95%-Signifikanzniveau wird während des 20. Jh.s erst mit Ende von PH8<sup>außerInn</sup> um 1970 überschritten. Nach einer kurzen Beruhigung während der 90er Jahre steigt die Hochwasserfrequenz wieder an (vgl. Abb. 5.25).

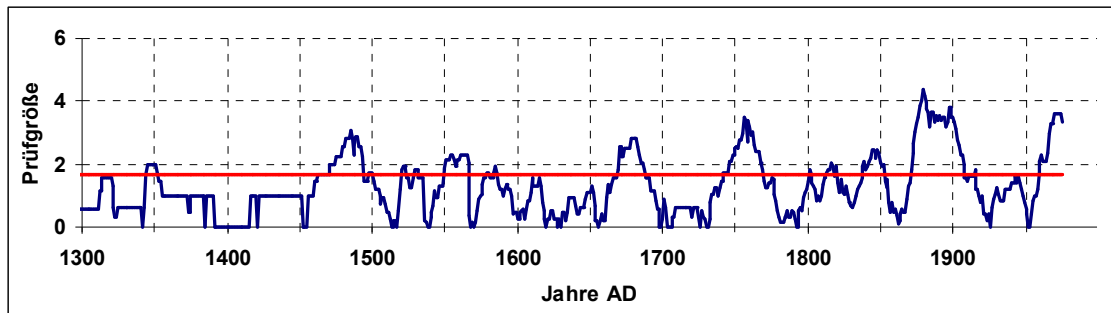
### Inn (inneralpin)

Der inneralpine Bereich gehört nicht dem Kernuntersuchungsraum BAV an (vgl. Kapitel 3). Aber auf Grund der guten Datenlage für die (historischen) Städte Innsbruck und Hall i. T. und der zu erwartenden Differenzen im Erscheinungsbild der Hochwasserhäufigkeit wird dieser Teilraum ergänzend zur Hochwassergeschichte des außeralpinen Inns vorgestellt. Für den inneralpinen Inn konnten keine historischen Pegeldata erhoben werden, die dargestellte 31-jährige Hochwasserfrequenz basiert ausschließlich auf deskriptiven Angaben. Für den Zeitraum nach 1826 wurden vornehmlich historische Printmedien des unteren Inntals ausgewertet. Prägnante Unterschiede zwischen inner- und außeralpinem Inn lassen sich, neben dem unterschiedlichen Grad alpiner Prägung und den geomorphologisch bestimmten Flussbettquerschnitten, hauptsächlich am Zufluss des Inntributärs Salzach festmachen. Die gute Datenlage lässt eine Diskussion der Hochwasserentwicklung bereits zu Beginn des 14. Jh.s zu. Abbildung 5.27 zeigt die Entwicklung der Hochwasserfrequenz des inneralpinen Inns.



**Abb. 5.27:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit, inneralpiner Inn, zwischen 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynomfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)

In Abbildung 5.28 ist die t-Testprüfgröße zur Hochwasserchronologie „inneralpiner Inn“ ergänzend dargestellt. Eine erste, hochwasserauffällige Phase lässt sich zwischen den Jahren 1325 und 1360 ausweisen, Phase PH1<sup>innerInn</sup> wird zum Phasenende von einer ersten signifikanten Veränderung der Mittelwerte der Auftrettsfrequenzen aufeinanderfolgender 31-jähriger Perioden begleitet.



**Abb. 5.28:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung am inneralpinem Inn für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

Darauf folgt eine lange Phase stark verringerter Hochwasseraktivität, die etwa bis 1470 andauert. Ein Vergleich mit den anderen Hochwasserfrequenzen des Untersuchungsraumes führt zur Annahme, dass während dieser Phase von einer eingeschränkten Datenlage auszugehen ist. Zwischen den Jahren 1485 – 1530 folgt  $PH2^{innerInn}$ , Frequenzan- wie -abstieg werden durch signifikante Prüfgrößenwerte indiziert (vgl. Abb. 5.28). Die darauffolgenden Phasen  $PH3^{innerInn}$  bis  $PH5^{innerInn}$  spiegeln sich in den t-Test-Ergebnissen wider:  $PH3^{innerInn}$  ist zwischen den Jahren 1550 – 1585,  $PH4^{innerInn}$  zwischen 1605 – 1635 und  $PH5^{innerInn}$  zwischen 1640 – 1670 als hochwasserreiche Phase definiert. Während dem Maunder Minimum ist die Hochwasserfrequenz stark gemindert, diese Phase dauert von 1675 bis 1750. Dabei handelt es sich um eine vergleichsweise lange Periode reduzierter Hochwasseraktivität, die nahezu vier Dekaden länger anhält wie das zu Beginn der Phase zeitgleich einsetzende, Sonnenfleckenminimum. Zu Beginn und Ende dieser Phase überschreiten die Prüfgrößenwerte das 95%-Signifikanzniveau (vgl. Abbildung 5.28). Analoge Verhältnisse können innerhalb des BAV für die Wertach konstatiert werden (vgl. Abb. 5.20). Ab 1750 steigt das Hochwasseraufkommen wieder deutlich an,  $PH6^{innerInn}$  kann für den Zeitraum 1770 – 1790 konstatiert werden (der signifikante Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus wird zu Phasenbeginn und –ende überschritten). Es folgt eine schwache Phase verringerter Hochwasseraktivität zwischen 1795 – 1810, die mit dem Beginn des Dalton Minimums (1790 – 1830) zusammen fällt. Analog zu den untersuchten Flüssen des BAV kommt es mit Beginn des 19. Jh.s zu einem außergewöhnlichen Anstieg der Hochwasserhäufigkeit.  $PH7^{innerInn}$  findet zwischen den Jahren 1810 – 1890 statt und dauert im Mittel länger als bei den anderen untersuchten Flussläufen an. Die enorme Steigerung der Hochwasserfrequenz ( $PH7^{innerInn}$ ) mit Maximum um 1860 wird während des Anstiegs der Frequenz zweimal von signifikanten Prüfgrößenwerten begleitet (vgl. Abb. 5.28). Eine Erklärung dafür kann in der Überlagerung multipler Strukturänderungen liegen. Das Ende von  $PH7^{innerInn}$  ist wiederum vom Überschreiten des 95%-Signifikanzniveaus begleitet. Die durch die t-Test-Prüfgröße angezeigten signifikanten Änderungen der Auftrettsfrequenz halten von 1870 bis 1910 an und können ein Indiz für veränderte klimatische Rahmenbedingungen darstellen (vgl. Abb. 5.28). Die letzte Hochwasserphase dauert von 1940 – 1970, die Phasendefinition wurde aufgrund der Domi-

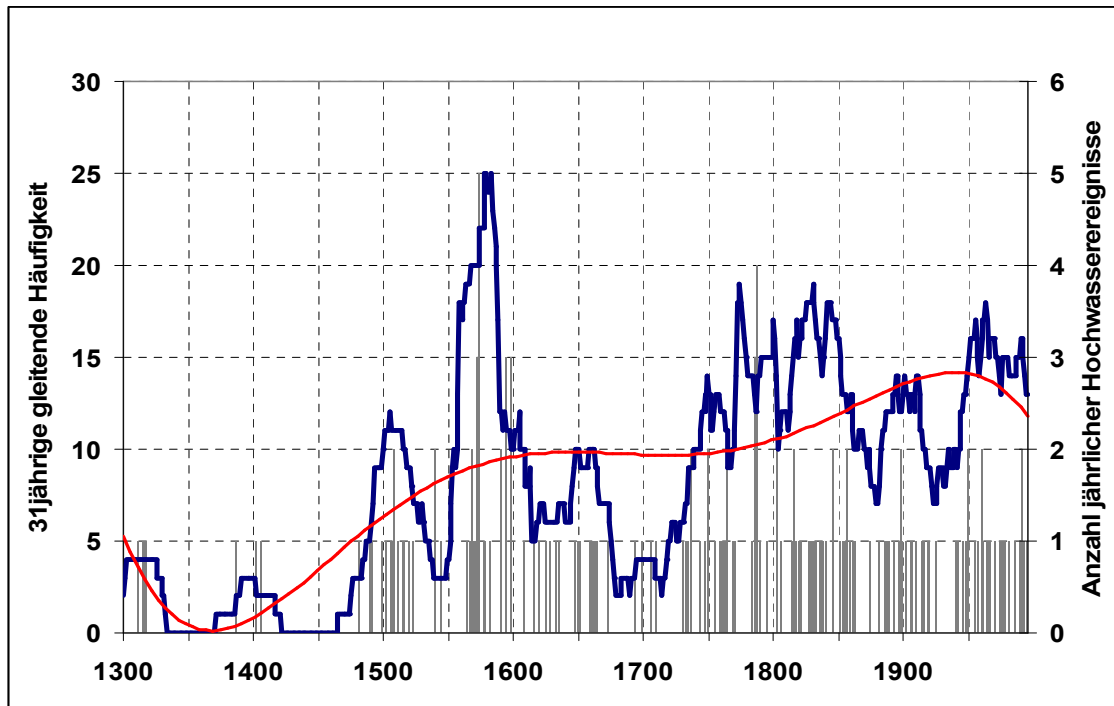
nanz der vorhergehenden Mittelwerte interpoliert. Der t-Test-Prüfgrößenwert übersteigt sowohl zu Beginn und zu Ende von  $PH8^{innerInn}$  den Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

### **Diskussion Trendverhalten inner- und außeralpiner Inn**

Das teilweise gegensätzliche Trendverhalten der Hochwasserfrequenzen an inner- und außeralpinem Inn kann mit dem Einfluss der Salzach auf den außeralpinen Flusslauf und der generellen Niederschlagsverteilung innerhalb des gesamten Inntals erklärt werden. Die Niederschlagsverteilung innerhalb des Inntals muss aufgrund seiner Lauflänge differenziert betrachtet werden. Das jährliche Niederschlagsmaximum ist nicht an das Quellgebiet und den Oberlauf gebunden. Es ist auf den Unterlauf konzentriert. Das Zusammentreffen von Niederschlagsmaximum und dem Zufluss der Salzach führt ab deren Einmündung in den Inn zu differentiellen Abflussbedingungen, wie sie im Vergleich der 31-jährigen Hochwasserfrequenzen phasenweise zum Ausdruck kommen (vgl. Abb. 5.24). Das zum Teil differente Abflussverhalten bzw. die differenzierte Verteilung der Niederschläge innerhalb des Inn-Einzugsgebietes kann anhand der rezenten Hochwasserereignisse von 1999 (Pfingsten) und 2002 (August) verdeutlicht werden. Beide Ereignisse werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit oberhalb der Salzachmündung nicht als Inn-Hochwasser definiert, es kommt nur zu moderaten Pegelreaktionen. In Wasserburg am Inn kommt es dagegen jeweils zu starken Hochwasserereignissen: das Ereignis von 1999 wurde als HW3 und das Ereignis von 2002 als HW2 bestimmt. Das Alpenhochwasser von 2005 hingegen lässt sich vom Oberlauf des Inns bis an die Mündung verfolgen. Die räumlichen Muster der Niederschlagsfelder tragen neben hydrologischen Aspekten - wie der differentiellen Bedeutung der Schneeeretention innerhalb des Inntals - zu teilweise konträrer Entwicklung der Hochwasserfrequenzen bei.

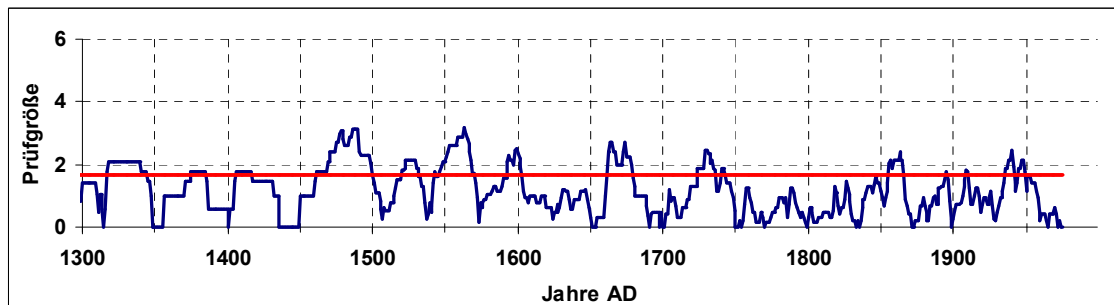
#### **5.5.6 Salzach**

Die ersten schriftlichen Hinweise auf Überschwemmungen entlang der Salzach stammen vom Ende des 13. Jh.s. In Abbildung 5.29 ist die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Salzach dargestellt. Die Daten der deskriptiven Phase beziehen sich auf einen Raumausschnitt Salzburg bis zur Mündung in den Inn. Die Daten der EIP/MIP generieren sich aus historischen Wasserstandsangaben der Stadt Burghausen. Die umfangreiche Datenlage für die Salzach lässt von Beginn der Zeitreihe an eine Interpretation der Hochwasserentwicklung zu. Eine erste hochwasseraktive Phase,  $PH1^{Salzach}$ , lässt sich während der Jahre 1290 bis 1330 beschreiben.  $PH1^{Salzach}$  findet zeitgleich mit dem Wolf Minimum statt.



**Abb. 5.29:** Zeitreihe der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit an der Salzach, zwischen 1300 und 1995 für das Gesamtjahr (blaue Kurve), Polynomfilter 5ten Grades (rote Kurve), Anzahl der jährlichen Hochwasserereignisse (graue Säulen)

Das Ende von  $PH1^{Salzach}$  fällt mit signifikanten Prüfgrößenwerten zusammen, wie Abbildung 5.30 entnommen werden kann. Der darauffolgende Zeitabschnitt ist durch T-Test-Prüfgrößenwerte gekennzeichnet, die für einen verhältnismäßig langen Zeitraum über dem 95%-Signifikanzniveau liegen. Daraus lässt sich auf Inhomogenitäten innerhalb der Datenreihe rückschließen. Der Amplitudenverlauf der gleitenden Hochwasserentwicklung folgt weitgehend einem Muster, das während zu- bzw. abnehmender Hochwasserfrequenz von der Überschreitung des 95%-Signifikanzniveaus durch die t-Testprüfgröße begleitet wird. Dies gilt für die Hochwasserphasen:  $PH2^{Salzach}$ ,  $PH3^{Salzach}$ ,  $PH4^{Salzach}$ ,  $PH9^{Salzach}$  und  $PH10^{Salzach}$  (vgl. Abb. 5.30).



**Abb. 5.30:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung an der Salzach für das Gesamtjahr; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.



PH2<sup>Salzach</sup> zwischen den Jahren 1390 – 1410 ist schwach ausgeprägt. Die deutlich verbesserte Datenlage ab Mitte des 15. Jh.s zeigt sich in PH3<sup>Salzach</sup>, einer ausgeprägten Hochwasserphase zwischen 1490 – 1530. Nach einer kurzen Phase der Erholung folgt ein abrupter Anstieg der Hochwasserfrequenz, der in PH4<sup>Salzach</sup> resultiert. Diese hochwasserreiche Phase zwischen den Jahren 1550 bis 1610 beschreibt innerhalb der zu Grunde liegenden Zeitreihe eine einmalige Häufung von Hochwasserereignissen. Es folgt eine Beruhigung, die kurzfristig zwischen den Jahren 1645 bis 1665 unterbrochen wird (PH5<sup>Salzach</sup>). Die darauffolgende Periode stark reduzierter Hochwasserhäufigkeit findet zeitgleich mit dem Maunder Minimum statt. Zwischen den Jahren 1680 – 1715 kann die geringste Hochwasserfrequenz an der Salzach nach Ende des Mittelalters konstatiert werden (vgl. Abb. 5.29). Die darauffolgenden Hochwasserphasen PH6<sup>Salzach</sup> (1740 – 1765), PH7<sup>Salzach</sup> (1770 – 1805) und PH8<sup>Salzach</sup> (1810 – 1860) können alternativ zu einer Phase zusammengefasst werden. Diese alternative Phasendefinition findet auch im Rahmen der t-Testanalyse Bestätigung. Zu Phasenbeginn und –ende wird der Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus überschritten. Während dieser Periode kann aber eine starke Variabilität der Prüfgröße im nichtsignifikanten Bereich festgestellt werden (vgl. Abb. 5.30). Bei Differenzierung nach einzelnen Phasen fällt die reduzierte Hochwasserfrequenz zwischen PH7<sup>Salzach</sup> und PH8<sup>Salzach</sup> mit dem Dalton Minimum zusammen (vgl. Abb. 5.29). Nach 1870 kommt es zu einem deutlichen Rückgang der Hochwasserereignisse. Zwischen den Jahren 1890 – 1915 steigt die Hochwasserfrequenz wieder an und manifestiert sich in Form von PH9<sup>Salzach</sup>. Eine letzte Phase relativer Hochwasserarmut lässt sich zwischen 1915 und 1945 beschreiben. Die letzte hochwasserreiche Phase PH10<sup>Salzach</sup> beginnt um 1950 und dauert bis dato an (vgl. Abb. 5.29).

Der Vergleich gleitender Hochwasserfrequenzen mit den Prüfgrößenwerten der t-Testanalysen zeigt: Veränderungen innerhalb der Hochwasserfrequenzen, die sich aus den Hochwasserchronologien der untersuchten Flüsse des BAV ablesen lassen, werden in den meisten Fällen durch die t-Test-Resultate als überzufällig gekennzeichnet. Das erlaubt Rückschlüsse auf die Ursachen für gesteigerte bzw. reduzierte Hochwasseraktivitäten. Die t-Testanalyse alleine ist nicht in der Lage, über die Ursachen von Veränderungen der Hochwasserfrequenzen Auskunft zu geben. So werden Inhomogenitäten innerhalb der erhobenen Daten in den Zeitreihen ebenfalls als signifikante Veränderungen markiert. Die chronologische Entwicklung der hochwasserreichen bzw. –armen Phasen kann aber in den meisten Fällen mit Veränderungen klimasysteminterner und oder –externer Faktoren in Verbindung gebracht werden. Hierbei sticht besonders die zeitliche Parallelität von Solaraktivität (Sonnenfleckenrelativzahl) und dem Verlauf der Hochwasserfrequenzen hervor. Die Variabilität der Rahmenbedingungen erfährt durch den t-Test eine quantitative Bestätigung. Trotz übergeordneter atmosphärischer Rahmenbedingungen unterliegt die Hochwassergeschichte des BAV zusätzlich einer hohen regionalen Differenzierung.

## **5.6 Räumliche Differenzierung der Hochwassergeschichte des BAV**

In Tabelle 5.6 sind die hochwasserreichen Phasen der Einzugsgebiete des BAV, ergänzt um die Hochwasserentwicklung an der Donau, gegenübergestellt. Der Vergleich mit der Donau ist räumlich eingeschränkt zu werten, da sich die Hochwasserentwicklung auf den Raum Ulm bezieht und letztendlich nur von der Iller direkt beeinflusst wird (Glaser 2008). Aufgrund der bei Böhm & Wetzels (2006) und Beck (2000) beschriebenen hygrischen Differenzierung des Untersuchungsgebietes wird die Gegenüberstellung BAV und Donau auf das westliche Untersuchungsgebiet (Iller bis Lech) beschränkt. Die hygrische Differenzierung des BAV ist in Kapitel 3.2 beschrieben.

**Tab. 5.6:** Gegenüberstellung hochwasserreicher Phasen für die Flüsse Iller (ILR), Wertach (WER), Lech (LEC), Isar (ISR), Inn inneralpin (INNi), Inn äußerlpin (INNa), Salzach (SLZ) und Donau bei Ulm (DON) (Angaben Donau verändert nach Glaser 2008). Rote Signaturen beschreiben die Maxima der hochwasserreichen Phasen, blaue Signaturen die Gesamtdauer dieser Phasen, dabei gilt: Anfänge und Enden der Phasen unterliegen Unschärfen auf Grund der dekadischen Visualisierung.

	ILR	WER	LEC	ISR	INNi	INNa	SLZ	DON	
1300									1300
1310									1310
1320									1320
1330									1330
1340									1340
1350									1350
1360									1360
1370									1370
1380									1380
1390									1390
1400									1400
1410									1410
1420									1420
1430									1430
1440									1440
1450									1450
1460									1460
1470									1470
1480									1480
1490									1490
1500									1500
1510									1510
1520									1520
1530									1530
1540									1540
1550									1550
1560									1560
1570									1570
1580									1580
1590									1590
1600									1600
1610									1610
1620									1620
1630									1630
1640									1640

(Fortsetzung siehe nächste Seite)

	ILR	WER	LEC	ISR	INNi	INNa	SLZ	DON	
1650									1650
1660									1660
1670									1670
1680									1680
1690									1690
1700									1700
1710									1710
1720									1720
1730									1730
1740									1740
1750									1750
1760									1760
1770									1770
1780									1780
1790									1790
1800									1800
1810									1810
1820									1820
1830									1830
1840									1840
1850									1850
1860									1860
1870									1870
1880									1880
1890									1890
1900									1900
1910									1910
1920									1920
1930									1930
1940									1940
1950									1950
1960									1960
1970									1970
1980									1980
1990									1990
2000									2000

In Tabelle 5.6 sind die Flüsse des BAV von West nach Ost aufgelistet. Die Zeitreihen sind zu Beginn von einer inhomogenen Datenlage gekennzeichnet, ab Mitte des 15. Jh.s lässt sich an allen Flussläufen eine steigende Datendichte konstatieren. Für den regionalen Vergleich innerhalb des Untersuchungsgebietes lassen sich fünf Hauptphasen definieren, die im Folgenden chronologisch diskutiert werden.

Zwischen dem 14. Jh. und Mitte des 15. Jh.s sind die Hochwasserchronologien der untersuchten Flüsse durch unterschiedliche Datenlage geprägt. Dementsprechend lassen sich vor Mitte des 15. Jh.s nur untergeordnete Phasen der Hochwasserentwicklung für das gesamte BAV aufzeigen (vgl. Tab. 5.6). Parallele Entwicklungen können in der dritten und zehnten Dekade des 14. Jh.s für Lech, Wertach und Salzach aufgezeigt werden. Während der fünften und sechsten Dekade des 15. Jh.s zeichnet sich an Iller, Wertach und außeralpinem Inn eine Parallelität in der Hochwasserentwicklung ab. Die deutliche Kopplung zwischen Iller und außeralpinem Inn wird in Kapitel 5.6.1 und 5.8.4 vertieft aufgegriffen.

Weitere parallele Entwicklungen können während einer ersten Hauptphase gesteigerter Hochwasseraktivität zwischen den Jahren 1470 bis 1550 indiziert werden. Diese übergeordnete Phase beginnt an Lech und Isar, während für die stark alpin geprägten Flüsse Inn und Salzach anfänglich keine erhöhte Frequenz festgestellt werden konnte. Innerhalb dieser Hauptphase fällt die Hochwasserentwicklung an der Isar auf: der als hochwasserreiche Phase definierte Zeitraum erstreckt sich an der Isar über 6 Dekaden. Ab 1490 verlagert sich die gesteigerte Hochwasseraktivität in den östlichen Teil des Untersuchungsraums bei abnehmender Tendenz im westlichen Teil. Nur an der Isar ist die Hochwasserfrequenz fortwährend gesteigert. Am Lech und Tributär Wertach hält diese Phase erhöhter Hochwasseraktivität am längsten an und endet um 1545 (vgl. Tab. 5.6)

Der Übergang zwischen der ersten und zweiten Hauptphase wird durch stark negative NAO-Indexwerte begleitet (vgl. Abb. 5.14). Vor der zweiten, übergeordneten Phase kann nochmals eine untergeordnete Phase indiziert werden, die ausschließlich die stark alpin geprägten Flussläufe Inn (gesamt) und Salzach zwischen 1550 – 1569 betrifft (vgl. Tab. 5.6). Ab 1570 folgt die zweite Hauptphase gesteigerter Hochwasseraktivität. Wiederum fällt die Entwicklung an der Isar auf, die während dieser Periode durch Hochwasserarmut geprägt ist. Entlang des Lechs können drei hochwasserreiche Dekaden indiziert werden. Die Verhältnisse im Bereich der Donau bei Ulm finden durch den Lech Bestätigung, lassen aber gleichzeitig Zweifel an der Datenlage entlang der Iller entstehen. Zwischen 1600 und 1680 kann ein deutlicher West-Ost-Gradient aufgezeigt werden. Die vorhergegangene Hochwasserdominanz des östlichen Teilgebietes wird zwischen den Jahren 1600 und 1650 in das Gegenteil verkehrt. An Iller, Wertach und Lech lassen sich zeitgleich drei Dekaden starker Hochwasseraktivität ausweisen (1620 – 1649), die im östlichen Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des inneralpinen Raums fehlen. Die Hochwassergenese des inneralpinen Inns unterliegt zeitweise differierenden Verhältnissen und stellt auf Grund dieser besonderen Situation keinen Widerspruch zur Entwicklung am außeralpinen Inn dar. Zwischen den Jahren 1650 und 1660 konnten für alle Einzugsgebiete hochwasserreiche Phasen bestimmt werden. Diese raumzeitliche Überschneidung kann in der gesamten Zeitreihe nur zweimal beobachtet werden. Die Isar zeigt zum wiederholten Male eine abweichende zeitliche Entwicklung, die in Zusammenhang mit der räumlichen Sonderstellung zwischen dem westlichen und dem östlichen Teilgebiet und den naturräumlichen Bedingungen des Einzugsgebietes zu suchen ist.

Das darauffolgende Maunder Minimum ist von ausgeprägter Hochwasserarmut dominiert. Eine Ausnahme dazu bildet der außeralpine Inn, für den sich eine atypische hochwasserreiche Phase während der Jahre 1690 bis 1710 belegen lässt (s. Tab 5.6, vgl. Kapitel 5.8.5).

Während der dritten Hauptphase gesteigerter Hochwasseraktivität von 1730 – 1790 lässt sich wiederum ein West-Ost-Gradient beschreiben. Zu Beginn dieser Phase wird der westliche Teil des USG vermehrt von Hochwasserereignissen heimgesucht, nach 1750 verschiebt sich das Hochwasserzentrum in östliche Richtung. Die Isar hat nahezu während der gesamten Phase Anteil am Hochwassergeschehen (vgl. Tab. 5.6).

Nach dem Dalton Minimum um 1800, das sich an allen Flussläufen durch relative Hochwasserarmut auszeichnet, folgt eine Phase stark gesteigerter Hochwasserhäufigkeit zwischen den Jahren 1810 bis 1880 (vgl. Tab 5.6). Zwischen den Jahren 1830 -1860 kommt es zu einer einmaligen Übereinstimmung der Hochwasseraktivität zeitgleich in allen Einzugsgebieten. Diese auffällige Hochwasserhäufung muss unter dem Vorbehalt sich überlagernder multipler Trends gesehen werden. Neben anthropogenen Eingriffen ist diese Periode durch stark positive Niederschlagsanomalien im Alpenraum geprägt (vgl. Casty et al. 2005). Nach 1880 folgt eine Phase stark minimierter Hochwasserfrequenz. Eine Ausnahme dazu bildet die Salzach, für die nach wie vor Hochwasser überliefert sind.

Zwischen den Jahren 1910 und 2000 lässt sich im gesamten Untersuchungsgebiet rege Hochwasseraktivität ausmachen, die sich in einer vierten Hauptphase manifestiert. Zu Beginn dieser Phase ist der Schwerpunkt auf den westlichen Teil verlagert, nach 1940 verlagern sich die Maxima der Hochwasserhäufigkeiten in den östlichen Teil. An Lech, Isar und Wertach kann ab 1960 die Inbetriebnahme von Speicherseen mit dem Rückgang der Hochwasser in Verbindung gebracht werden. Zu Ende der Zeitreihe nehmen die Abflüsse bzw. Wasserstände an Lech, Inn und Salzach wieder zu.

### **Flüsse des Alpenvorlandes und Donau**

Tabelle 5.6 lässt sich entnehmen, dass die Donau relativ verhalten auf die Hochwasserentwicklung des BAV reagiert. An der Donau bei Ulm existieren ausschließlich hochwasseraktive Phasen die auch im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden können. Die meisten hochwasserreichen Phasen an der Donau bei Ulm können parallel zur Hochwassergeschichte der Iller angezeigt werden. Die Hochwassergeschichte Ulms ist zu großen Teilen an die Abflussverhältnisse der Iller gebunden. Diese Konnexion scheint zwischen 1600 – 1649 nicht zu bestehen, die Donau erreicht ein ausgeprägtes Maximum nach 1650. Alle weiteren, für den Vergleich mit anderen Teilräumen Mitteleuropas herangezogenen Flüsse weisen ebenfalls ein Maximum nach 1650 auf (vgl. Tab. 5.6). Unterschiede zwischen den Zeitreihen Donau/Iller lassen sich mit einer

wechselnden Dominanz der Abflussregime und der jahreszeitlichen Niederschlagsverteilung erklären. Das Abflussverhalten der Donau wird durch die alpinen Einflüsse merklich mitgesteuert, kann aber auch durch Hochwasserwellen aus dem Mittelgebirge geprägt sein (vgl. Glaser 2008).

Die hervorgehobenen Hauptphasen sind in sich durch eine hohe räumliche Variabilität innerhalb des BAV geprägt. Die Phasenübergänge bzw. die hochwasserarmen Zeitabschnitte können allesamt mit Veränderungen klimatischer Parameter oder der Zirkulationsdynamik belegt werden. Der Übergang von Hauptphase 1 zu Hauptphase 2 wird von einer stark verringerten Intensität des NAO-Index begleitet (vgl. Abb. 5.14). Der Übergang bzw. die hochwasserarmen Phasen zwischen den Hauptphasen 2 und 3 sowie den Hauptphasen 3 und 4 fallen jeweils in Perioden mit Sonnenfleckenninima, das Späte Maunder Minimum ist für die Jahre 1675 – 1715 und das Dalton Minimum für die Jahre 1790 und 1830 belegt. Der letzte Übergang wird von einem Temperaturminimum um 1890 begleitet (vgl. Abb. 6.1). Innerhalb des BAV ist der Ost-West-Gradient der Hochwasserentwicklung besonders auffällig. Diese räumliche Differenzierung kann teilweise mit der Ausprägung mesoskaliger Störungssysteme erklärt werden, wie ein Vergleich mit den Analogfällen in Kapitel 4.4.2 zeigt. Die besonders hochwasserwirksamen Vb-Wetterlagen können innerhalb des BAV nach räumlich differenzierten Niederschlagsfeldern unterschieden werden. Anhand der rezenten Analogfälle kann zwischen einer westlichen, einer zentralen und einer östlichen Ausprägung der Hauptniederschlagsfelder differenziert werden.

### **5.6.1 Korrelationen der Hochwasserfrequenzen der einzelnen Einzugsgebiete**

Innerhalb des BAV treten deutliche Unterschiede zwischen den gleitenden Hochwasserhäufigkeiten der einzelnen Einzugsgebiete auf. In Tabelle 5.7 sind die Pearson-Korrelationskoeffizienten der Hochwasserfrequenzen ausgewählter Einzugsgebiete für den Zeitraum 1450 – 1995 dargestellt. Die hervorgehobenen und mit einem Stern versehenen Koeffizienten sind mit  $\alpha = 0,05$  statistisch signifikant. Die Korrelationen wurden für die außeralpinen Flussläufe von Iller, Lech, Isar, Inn und Salzach berechnet. Grundlage der Berechnung sind 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenzen für das Gesamtjahr, die sich jeweils aus einem Wert pro Jahr generieren. Die höchsten signifikanten Korrelationen bestehen zwischen den Hochwasserhäufigkeiten von Iller und Inn ( $r = 0,71$ ), die geringste zwischen Lech und Isar ( $r = 0,38$ ). Auf den ersten Blick ist dieser Zusammenhang nicht plausibel, denn während am Inn die Sommerhochwasser mit ca. 80%-igem Anteil dominieren, liegt dieser Anteil an der Iller bei etwa 40%. Dementsprechend spiegelt die hohe Korrelation nicht den gemeinsamen Jahresgang der Hochwasserfrequenz wider, sondern interannuelle Hochwasseranomalien. Als Erklärung können vielmehr Jahre mit positiver Niederschlagsanomalie herangezogen werden. Solche Jahre bewirken auch hohe Schneemengen, die im Gebiet der Iller u. U. zu anderen Zeitpunkten zu Hochwasser führen, als das auf Grund

der ausgeprägten Schneeretention im Inngebiet der Fall ist. Diese Korrelation lässt sich während des Maunder Minimums beschreiben (vgl. Tab. 5.7) Während alle Flüsse des Untersuchungsgebietes inklusive des inneralpinen Inns minimale Hochwasserfrequenzen aufweisen, können am außeralpinem Inn und an der Iller gesteigerte Hochwasserfrequenzen belegt werden.

**Tab. 5.7:** Korrelationsmatrix (Pearson-Korrelation) der Hochwasserhäufigkeiten der Flussgebiete des BAV. Hervorgehobene und mit Stern versehene Koeffizienten korrelieren mit  $\alpha = 0,05$ .

	<b>Iller</b>	<b>Lech</b>	<b>Isar</b>	<b>Inn</b>	<b>Salzach</b>
<b>Iller</b>	<b>1</b>	<b>0,45*</b>	<b>0,48*</b>	<b>0,71*</b>	0,37
<b>Lech</b>	<b>0,45*</b>	<b>1</b>	<b>0,38*</b>	0,21	0,26
<b>Isar</b>	<b>0,48*</b>	<b>0,38*</b>	<b>1</b>	<b>0,56*</b>	0,26
<b>Inn</b>	<b>0,71*</b>	0,21	<b>0,56*</b>	<b>1</b>	<b>0,57*</b>
<b>Salzach</b>	0,37	0,26	0,26	<b>0,57*</b>	<b>1</b>

Mit  $r = 0,38$  ist die Korrelation der Hochwasserhäufigkeiten der direkt benachbarten Flüsse Lech und Isar denkbar niedrig. Dieser Koeffizient bestätigt die Lage beider Donautributäre in unterschiedlichen hygrischen Regionen (vgl. Beck 2000) und ist ein Indiz für differierende naturräumliche Bedingungen. Analoge Erkenntnisse zur zeitlich differenzierten Entwicklung von Hochwasserereignissen an Lech und Isar sind bei Böhm & Wetzel (2006) beschrieben. Ein Vergleich der Zeitreihen zeigt, dass vor allem im 17. Jh., aber auch im 20. Jh., ein gegenläufiges Verhalten der Hochwasserentwicklung zu beobachten ist. Auch rezent zeigen die Niederschlagsverteilungen großer Hochwasser unterschiedliche Raummuster auf. Die Niederschlagsverteilung der Ereignisse von 1999 und 2005 zeigen innerhalb des BAV ein Muster mit westlichem Hauptniederschlagsfeld; für die Hochwasser von 1954 und 2002 zeigt die Niederschlagsverteilung ein östliches Muster (vgl. Kapitel 4.4.2). Das Hochwasser von 1940 ist ein Beispiel für ein zentral gelegenes Niederschlagsmuster innerhalb des BAV.



## **5.7 Analyse der Hochwassergeschichte des BAV für die Jahreszeit Sommer**

In diesem Kapitel wird die Hochwassergeschichte des BAV mit der großskaligen Zirkulationsvariabilität des östlichen Nordatlantiks und Europas in Zusammenhang gebracht. Auf Grundlage der rekonstruierten Luftdruckfelder des nordatlantisch/europäischen Raums nach Luterbacher et al. (2002a) werden direkt hochwasserbegleitende atmosphärische Rahmenbedingungen identifiziert und anhand t-modaler PC-Scores (Zirkulationsmuster) dargestellt. Die verwendeten Luftdruckdaten weisen Qualitätsunterschiede in Form unterschiedlicher zeitlicher Auflösung auf (vgl. Kapitel 4.1.4). Ausschlaggebend für diese Qualitätsunterschiede ist die zeitliche wie räumliche Verfügbarkeit historischer Daten. Um diesen qualitativen Unterschieden gerecht zu werden und eine sich über den Lauf der Zeit verbessernde Datengrundlage zu berücksichtigen, wurden die zur Verfügung stehenden Daten nach unterschiedlichen Aspekten zeitlicher Auflösung analysiert: die Analyse der Periode 1500 – 1658 basiert auf saisonal aufgelöster Datengrundlage, die Analyse ab 1659 (bis 1999) auf monatlicher Datengrundlage.

Neben dem räumlichen Muster der hauptkomponentenanalytisch gewonnenen Scores, lassen sich dazugehörige zeitliche Aspekte der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster anhand von ausgewählten Indizes darstellen. Grundlage dieser Indizes, die in Kapitel 4.4.3 beschrieben wurden, sind die jeweils führenden Ladungen der Hauptkomponenten. Diese Analysen bleiben mit Hinblick auf das jahreszeitlich bedingte Hochwassermaximum auf die meteorologische Saison Sommer beschränkt, exemplarisch wird die Entwicklung der Wintermonate am Beispiel der Iller diskutiert (vgl. Kapitel 5.8.3).

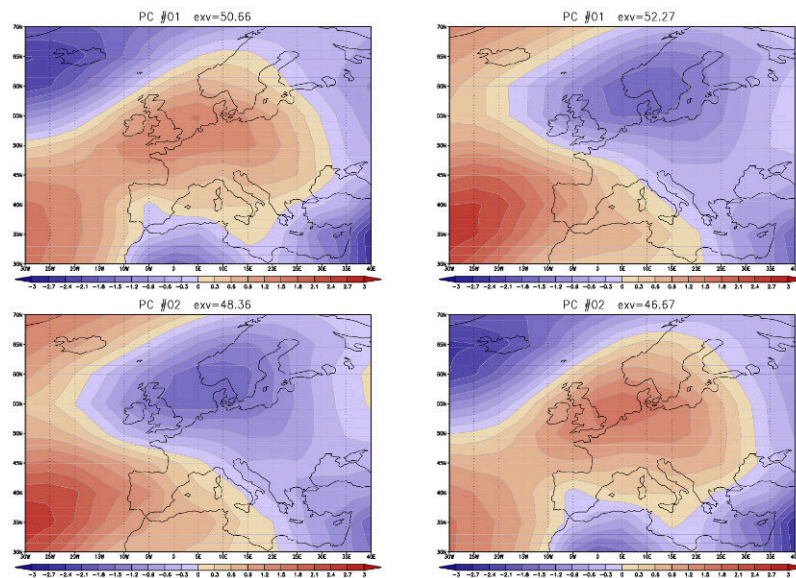
Die Analyse der Zirkulationsdynamik in Kapitel 5.7 und 5.8 findet nach dem Konzept der Flood Hydroclimatology statt (vgl. Hirschboeck 1988), d. h. die Analyse der atmosphärischen Dynamik wird auf zeitlich übergeordneter Skala vorgenommen. Eine Analyse synoptischer, direkt Hochwasser auslösender Witterungsabläufe müsste auf Tagesdaten basieren und kann aufgrund der saisonal bzw. monatlich aufgelösten Luftdruckfelder nicht bewerkstelligt werden. Dieser Ansatz wird in Kapitel 5.9 anhand täglich aufgelöster Luftdruckfelder ab 1850 herangezogen.

### **5.7.1 Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen für das BAV zwischen 1500 – 1658**

Die saisonalen Boden- wie 500 hPa-Niveau- Luftdruckfelder für die Jahre 1500 – 1658 fließen in jeweils separate t-modale Hauptkomponentenanalysen ein. In Abbildung 5.31 sind die Scores der Hauptkomponenten hochwasserbegleitender saisonaler SLP- Muster (linke Seite) den Zirkulationsmustern ohne Hochwasser-

vorkommen (rechte Seite) gegenübergestellt, vgl. Kapitel 4.4.3. Im Folgenden werden die Zirkulationskonfigurationen, die sich mit Hochwasserereignissen in Beziehung setzen lassen, als Scores<sup>HW</sup> bezeichnet. Das Kollektiv der Druckmuster ohne Beteiligung von Hochwasserereignissen wird als Scores<sup>NW</sup> benannt.

Aufgrund der limitierenden Datenlage vor 1659 vereinigen jeweils nur zwei Zirkulationsmuster einen Erklärungsanteil von knapp 100% an der Gesamtvarianz auf sich. Der Zeitreihenabschnitt 1500 – 1658 liefert insgesamt 66 Hochwasserereignisse während der Sommermonate. Wie aus Abbildung 5.31 ersichtlich wird, zeigt die führende Hauptkomponente Scores<sup>HW</sup> #1 ein Zirkulationsmuster mit einem stark nordöstlich expandierten Azorenhoch, welches das westliche Russland und Zentraleuropa überspannt und mit seinem nordöstlichen Rand über Skandinavien zum Liegen kommt. Aufgrund dieser nordostwärtigen Expansion wird dieses Muster im Folgenden als Azorenkeil mit Brückentendenz bezeichnet (Abk.: AKb<sup>SLP</sup>), der Gesamtvarianzerklärungsanteil liegt bei 50%.



**Abb. 5.31:** Scores der Hauptkomponenten SLP-Luftdruck „Scores<sup>HW</sup>“ (linke Seite) und „Scores<sup>NW</sup>“ (rechte Seite); jeweils für die Jahreszeit Sommer der Jahre 1500 – 1658 im BAV (PC #1 oben und PC #2 unten; exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

Die Hauptkomponentenladungen der PC Scores<sup>HW</sup> #2 stellen ein Muster dar das im Folgenden als „Tief Nordsee“ (Abk.: TN) bezeichnet wird und das ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet zwischen den Britischen Inseln und Fennoskandien abbildet.

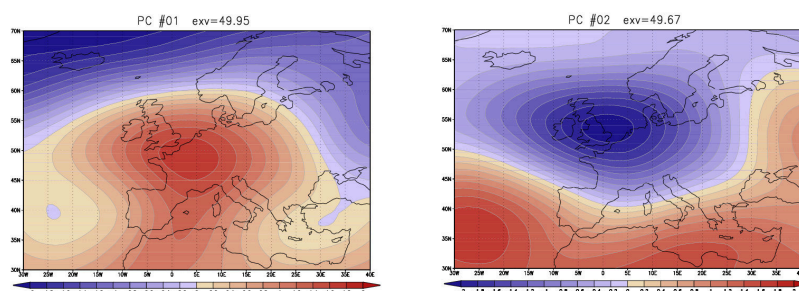
Somit beschreiben die Scores<sup>HW</sup> der Muster AKb<sup>SLP</sup> und TN<sup>SLP</sup> die atmosphärischen Rahmenbedingungen der Hochwassergeschichte des BAV zwischen den Jahren 1500 und 1658. Die Scores der hochwasserfreien Fälle (vgl. Abb. 5.31 rechts) zeigen nahezu spiegelbildlich Strömungskonfigurationen auf: die Verortung der Scores<sup>NW</sup> #1 zeigen ein Tiefdruckgebiet über der Nordsee und Skandinavien, die Scores<sup>NW</sup> #2 ein Azorenhoch mit Brückentendenz.

Das Muster  $AKb^{SLP}$  (vgl. Abb. 5.31) bildet eine verstärkte Hochdrucklage während der Sommermonate ab. Diese nordostwärtige Expansion des Azorenhochs kann zu reduzierter Zirkulationsvariabilität über dem Nordatlantik führen. Daraus kann eine Abschwächung des atlantischen Frontensystems in Mitteleuropa resultieren, die von einer Verlagerung atlantischer Sturmbahnen nach Norden und einer Verstärkung des Islandtiefs begleitet wird. Insgesamt kann eine Abschwächung des nordatlantischen Druckgradienten indiziert werden. Die Bedeutung für die Hochwassergenese im Untersuchungsraum ist durch einen im (saisonalen) Mittel negativ ausgeprägten Modus des NAO-Index gegeben. Diese atmosphärische Rahmenbedingung impliziert die Wahrscheinlichkeit einer gesteigerten meridionalen Ausprägung der Westdrift. Demzufolge kann barokline Instabilität im Bereich des nördlichen Mittelmeerraumes zu vermehrter mediterraner Zyklongenese führen. Folgen derart generierte Störungen meridionalen Zugbahnen in nordöstliche Richtung, können daraus Niederschlagsfelder mit Hochwasserpotential im BAV resultieren. Dazu lassen sich die Zyklonenzugbahn Vb und generell zyklonale Südlagen zählen (vgl. Kapitel 3.3). Besonders intensive Niederschläge im BAV werden durch die sommerliche Erwärmung des nördlichen Mittelmeerraums und einen anschließenden nordwärtigen Transport stark feuchtigkeitsangereicherter Luftmassen gefördert. Eine weitere Hochwasser begünstigende synoptische Situation lässt sich anhand der Brückentendenz des Azorenkeils beschreiben. Philipp & Jacobeit (2003) haben den rezenten Analogfall aus dem Jahre 2002, der letztendlich zum sog. „Elbehochwasser“ geführt hat, analysiert. Voraussetzung für die Hochwassergenese im August 2002 war der Zusammenbruch einer Hochdruckbrücke und ein Cut-Off-Prozess in den atmosphärischen Höhenschicht (500 hPa), vgl. Kapitel 4.4.2.

Das Muster TN zeigt sowohl für  $Scores^{HW}$  wie  $Scores^{NW}$  ein markantes Tiefdruckgebiet über der Nordsee und Fennoskandien. Infolge dessen kann sich über Zentraleuropa, wie auch über dem Alpenvorland, eine Nordwestströmung etablieren. Einerseits kann ein begleitender Kaltfrontendurchzug mit Stauniederschlägen an der Alpennordabdachung für gesteigerte Niederschlagsmengen im BAV sorgen (siehe Kapitel 3.3.1), andererseits impliziert diese Strömungskonfiguration durch seine nordwestliche Anströmrichtung ein verstärktes Auftreten von Leezyklongenese über dem nordadriatischen Raum. Durch Leezyklongenese entstandene atmosphärische Störungen können wiederum einer Zyklonenzugbahn Vb mit positiven, z. T. extremen Niederschlagsanomalien im BAV folgen.

Eine Differenzierung der weitgehend identischen räumlichen Ausprägung der  $Scores^{HW}$  #1 und  $Scores^{NW}$  #2 sowie  $Scores^{HW}$  #2 und  $Scores^{NW}$  #1 kann anhand der Druckgradienten beschrieben werden. Das Muster  $AKb^{SLP}$   $Scores^{HW}$  weist einen geringeren Druckgradienten über dem Mittelmeerraum auf als das Pendant der  $Scores^{NW}$  (vgl. Abb. 5.31). Für das Muster TN<sup>SLP</sup> lässt sich ein entgegengesetzter Gradient indizieren. Über Mitteleuropa und dem BAV ist der Luftdruckgradient für das hochwasserbegleitende Muster TN stärker ausgeprägt als für die hochwasserfreien Fälle.

Insgesamt zeigt der Vergleich der Hauptkomponenten Scores<sup>HW</sup>/Scores<sup>NW</sup> eine hohe Variabilität der Hochwassergenese innerhalb des BAV. Der hydrologische Extremfall kann sowohl von einem Muster AKb<sup>SLP</sup> als auch von einem Muster TN begleitet werden. Beide Situationen können zu intensiven und lange anhaltenden Niederschlägen über dem Untersuchungsgebiet und je nach räumlichem Muster der Niederschlagsverteilung zu Hochwasser an den großen Flüssen des BAV führen. Gleichzeitig indizieren die Muster TN und AKb<sup>SLP</sup> bei nur geringfügiger Abweichung atmosphärische Rahmenbedingungen ohne Hochwasserrelevanz. Die t-modale Hauptkomponentenanalyse der Luftdruckfelder des 500 hPa-Niveaus ergibt, analog zu der des SLP-Luftdruckfelds, zwei Strömungskonfigurationen, die zwischen 1500 – 1658 zusammen nahezu 100% der Gesamtvarianz erklären. In Abbildung 5.32 sind ausschließlich die Muster der Scores<sup>HW</sup> für das 500 hPa-Niveau dargestellt. Die Muster der Scores<sup>NW</sup> 500 hPa-Niveau weisen nur marginale Unterschiede in umgekehrter Reihenfolge der Gesamterklärungsvarianz auf. PC #1 Scores<sup>HW</sup> zeigt einen meridionalen Hochdruckrücken mit Zentrum über dem nördlichen Europa und wird im Folgenden als Omega Lage (Abk.:  $\Omega$ ) bezeichnet. PC #2 Scores<sup>HW</sup> repräsentiert einen ausgeprägten Trog mit Tiefdruckzentrum über dem nördlichen Atlantik (Abk.: TN).

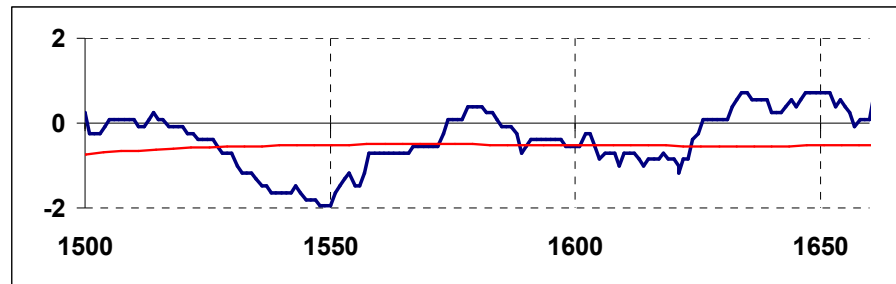


**Abb. 5.32:** Scores der Hauptkomponenten 500-hPa Niveau Scores<sup>HW</sup>; PC #1 (linke Seite) Omega Lage, PC #2 (rechte Seite) Trog Nordatlantik für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1658 im BAV (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

Analog der SLP-Luftdruckverhältnisse tragen die Hauptkomponenten der Scores<sup>HW</sup> und Scores<sup>NW</sup> eine hohe Variabilität hinsichtlich der Hochwassergenese im BAV in sich. Beide Muster können als Pendant der bereits diskutierten SLP-Luftdruckmuster in der Höhe betrachtet werden.

### 5.7.2 Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster für das BAV anhand klima- und zirkulationsbezogener Indizes zwischen 1500 – 1658

Der folgende Analyseschritt will die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Rahmenbedingungen anhand ausgewählter Indizes aufzeigen. Ergänzend dazu ist die standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserentwicklung der Sommermonate zwischen 1500 und 1658 für das BAV sowie die entsprechende t-Test Schätzfunktion in den Abbildungen 5.33 und 5.34 dargestellt.

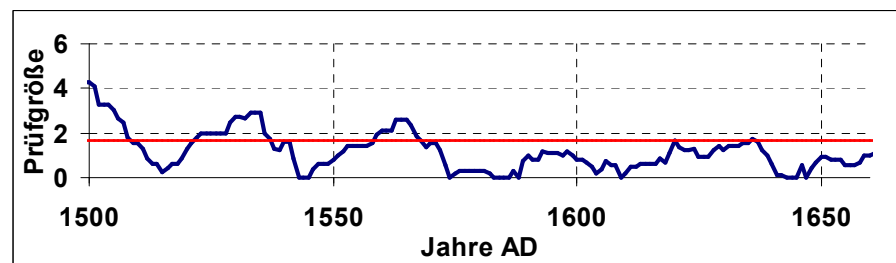


**Abb. 5.33:** 31-jährige gleitende standardisierte Hochwasserhäufigkeit des BAV Sommermonate 1500 – 1659 (blaue Kurve); Rote Kurve: Polynom 5ten Grades

In den Zeitraum 1500 – 1658 fallen drei hochwasseraktive Phasen, wie aus Abbildung 5.33 ersichtlich wird ( $\text{PH3}^{\text{SommerBAV}}$  beginnt bereits 1490). Die Phasen selbst definieren sich anhand der Schnittpunkte zwischen dem Graphen der 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeit und des davon abgeleiteten Polynoms 5ten Grades (vgl. Kapitel 4.3.2 und rote Kurve in Abb. 5.33):

- $\text{PH3}^{\text{SommerBAV}}$  1490 – 1530
- $\text{PH4}^{\text{SommerBAV}}$  1570 – 1605
- $\text{PH5}^{\text{SommerBAV}}$  1625 – 1675

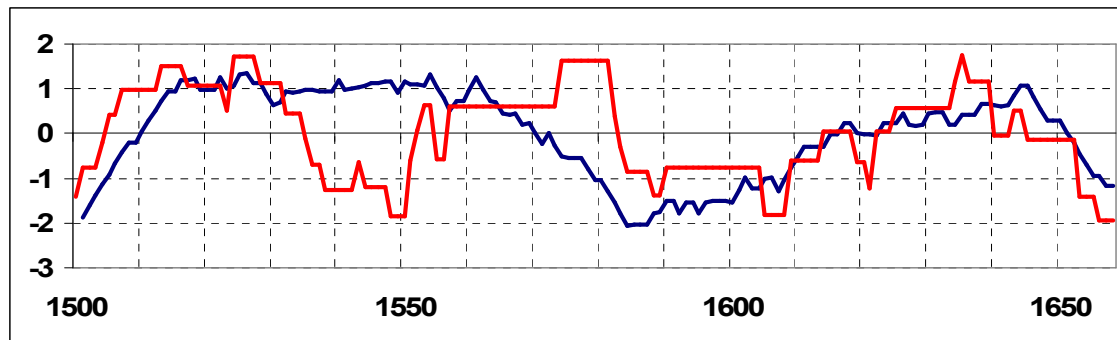
$\text{PH3}^{\text{SommerBAV}}$  beginnt bereits vor 1500 und überschneidet sich zeitlich mit der Datengrundlage der rekonstruierten Luftdruckfelder. Das Ende von  $\text{PH3}^{\text{SommerBAV}}$  wie die ansteigende Hochwasserfrequenz mit Beginn von  $\text{PH4}^{\text{SommerBAV}}$  werden durch signifikante t-Test Prüfgrößenwerte indiziert (vgl. Abb. 5.34).



**Abb. 5.34:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs aufeinanderfolgender Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung im BAV während der Sommermonate JJA; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

### Muster $\text{AKb}^{\text{SLP}}$

In Abbildung 5.35 ist der standardisierte Häufigkeitsindex „H“ (vgl. Kapitel 4.4.3) für das grundlegend allgemeine Auftreten von Muster  $\text{AKb}^{\text{SLP}}$  (blaue Kurve) dem standardisierten Häufigkeitsindex „H“ für das Muster  $\text{AKb}^{\text{SLP}}$  im Hochwasserfall (rote Kurve) zwischen den Jahren 1500 – 1658 gegenübergestellt.



**Abb. 5.35:** Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster  $AKb^{SLP}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $AKb^{SLP}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV

Zwischen 1515 – 1570 tritt das allgemeine Muster  $AKb^{SLP}$  gehäuft auf. Dem anschließenden Rückgang der Auftretsfrequenz folgt ab ca. 1620 erneut ein Anstieg. Zwischen 1530 und 1550 findet die hohe Auftretsfrequenz des allgemeinen Musters  $AKb^{SLP}$  während einer Phase minimierter Hochwasseraktivität im BAV statt (vgl. rote Kurve in Abb. 5.35). Speziell während der hochwasseraktiven Phasen PH3 und PH5 ist das Auftreten von  $AKb^{SLP}$  verstärkt mit Hochwasserereignissen gekoppelt. Demzufolge kann das Zirkulationsmuster  $AKb^{SLP}$  als bedeutungstragende dynamisch/atmosphärische Rahmenbedingung der Hochwassergenese für die Hochwasserphasen im 16. und 17. Jh. im BAV betrachtet werden.

Das Muster  $AKb^{SLP}$  indiziert die dominante hochwasserbegleitende Strömungskonfiguration für  $PH3^{SommerBAV}$ . Während der nachfolgenden Phasen  $PH4^{SommerBAV}$  und  $PH5^{SommerBAV}$  besitzt das Muster  $AKb$  eine verhältnismäßig reduzierte Bedeutung. Während  $PH4^{SommerBAV}$  (1570 – 1600) endet die Hochwasserrelevanz um 1580 abrupt (vgl. Abb. 5.33 und 5.35),  $PH5^{SommerBAV}$  (1620 – 1670) fällt in den Übergangsbereich zwischen zeitlich saisonaler und monatlicher Auflösung der zu Grunde liegenden Luftdruckfelder. Mit der Gegenüberstellung der Häufigkeitsindizes „Auftrittshäufigkeit“ und „hochwassergekoppelte Auftretshäufigkeit“ kann zugleich die typinterne Variabilität kenntlich gemacht werden. Inhaltlich entspricht dieses Verfahren einem bei Jacobeit et al. (2003b) als C-Index bezeichneten Verfahren (vgl. Kapitel 4.4.3). Auffällig sind vor allem zwei Perioden: während zwischen 1530 und 1550  $AKb^{SLP}$  relativ häufig auftritt, wird es gleichzeitig von weniger Hochwasserereignissen als im Mittel begleitet. Hingegen zwischen 1565 und 1585 nimmt die Auftretsfrequenz des Musters ab, während die Hochwasser gekoppelte Auftretsfrequenz von  $AKb^{SLP}$  zunimmt.

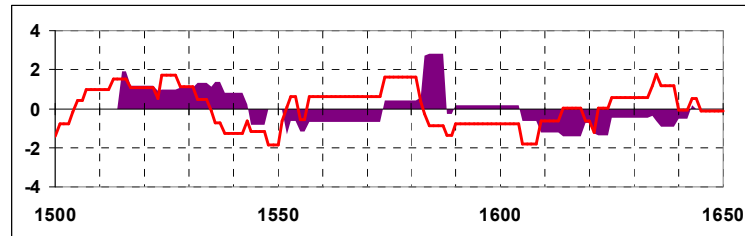
Diese typinternen Varianzen können durch die Ausprägung weiterer Indizes unterstrichen werden. Die zirkulationsbezogenen Indizes Vorticity (V) und Intensität (I) wurden für den nordostatlantisch/europäischen Raum berechnet, die Indizes der Klimakenngrößen Temperatur (T) und Niederschlag (N) basieren auf räumlichen Mittelwerten für den Großraum Alpen (GAR).

Auf den abrupten Rückgang von Muster  $AKb^{SLP}$  um 1580 folgt eine signifikante Veränderung der Indizes V, I, T und N. Gleichzeitig gewinnt das Muster TN an

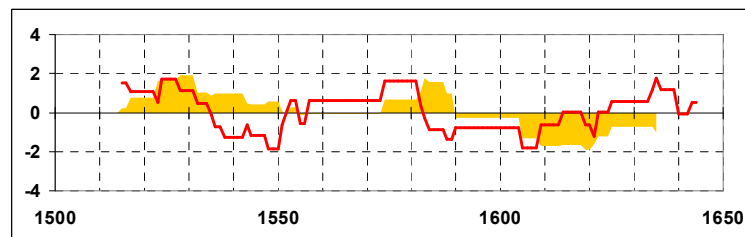


Hochwasserrelevanz (vgl. Abb. 5.37). Die Indizes V, I und N weisen direkt nach dem abrupten Rückgang der Hochwasserrelevanz stark positive Werte auf. Der Index T verhält sich auffallend negativ (vgl. Abb. 5.36).

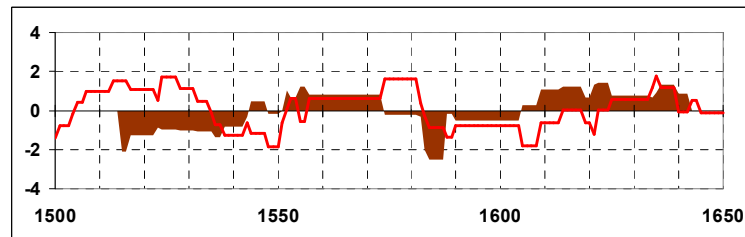
a)



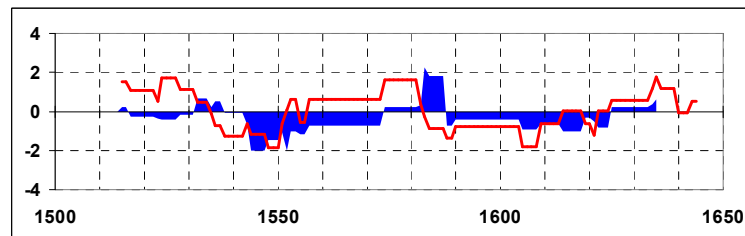
b)



c)



d)



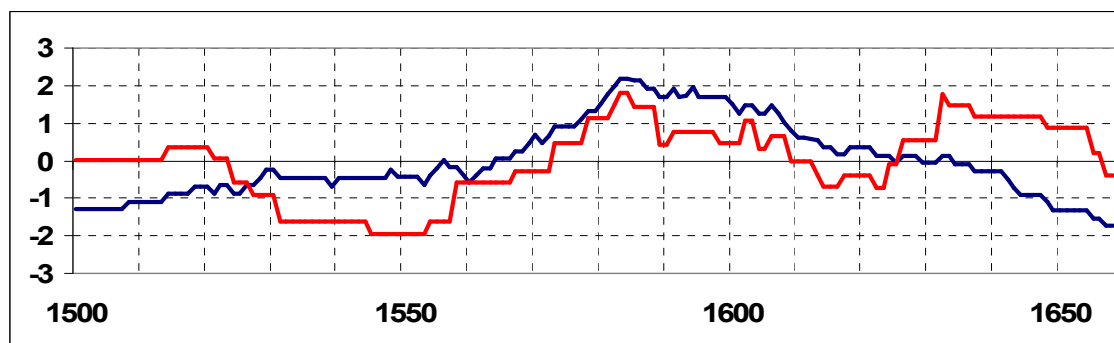
**Abb. 5.36:** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $AKb^{SLP}$  Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H, standardisiert für das hochwassergekoppelte Muster  $AKb^{SLP}$

Die Indizes N und T besitzen nur eine reduzierte Aussagekraft hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung der hydrologischen Extremereignisse. Aus der Gegenüberstellung von Index H und Index N geht hervor, dass die Hochwasseranfälligkeit nicht zwingend an die mittleren Niederschlagsverhältnisse gekoppelt ist. Index V besitzt eine gesteigerte Aussagekraft. Dabei gilt: ein positiv ausgeprägter Vorticity-Index verweist auf einen erhöhten zyklonalen Einfluss, ein negativer Index auf verstärkten antizyklonalen Einfluss auf die jeweils zugrunde liegenden Zirkulationsmuster. Abbildung 5.36 kann entnommen werden, dass sowohl Phasen mit positiven wie auch negativen Indexwerten mit gesteigerter Hochwasser-

frequenz für das Muster  $AKb^{SLP}$  in Verbindung gebracht werden können. Die Hochwasserfrequenz, die in Zusammenhang mit dem Zirkulationsmuster  $AKb^{SLP}$  während  $PH3^{SommerBAV}$  steht, wird von positiven Indexwerten begleitet,  $PH4^{SommerBAV}$  und  $PH5^{SommerBAV}$  werden hingegen von im Mittel negativen Indexwerten flankiert. Der Bedeutungswechsel zwischen der Kopplung positiver/negativer Indexwerte und gesteigerter Hochwasserfrequenz fällt zeitlich in eine Übergangsphase zwischen Spörer Minimum und LIATE 2 (vgl. Kapitel 5.4.1).

### Muster $TN^{SLP}$

Entsprechend des Anteils an der Gesamterklärungsvarianz hat das Muster  $TN^{SLP}$  ebenfalls hohen Anteil an den Hochwasserphasen. Besonders während  $PH4^{SommerBAV}$  (1570 – 1610) lässt sich, zeitgleich mit dem auffälligen Rückgang der Hochwasserrelevanz von Muster  $AKb^{SLP}$ , eine zunehmende Bedeutung aufzeigen (vgl. Abb. 5.37). Der Bedeutungswechsel findet um 1580 statt, das Muster  $TN^{SLP}$  gewinnt vorübergehend für die Hochwassergenese an Bedeutung.

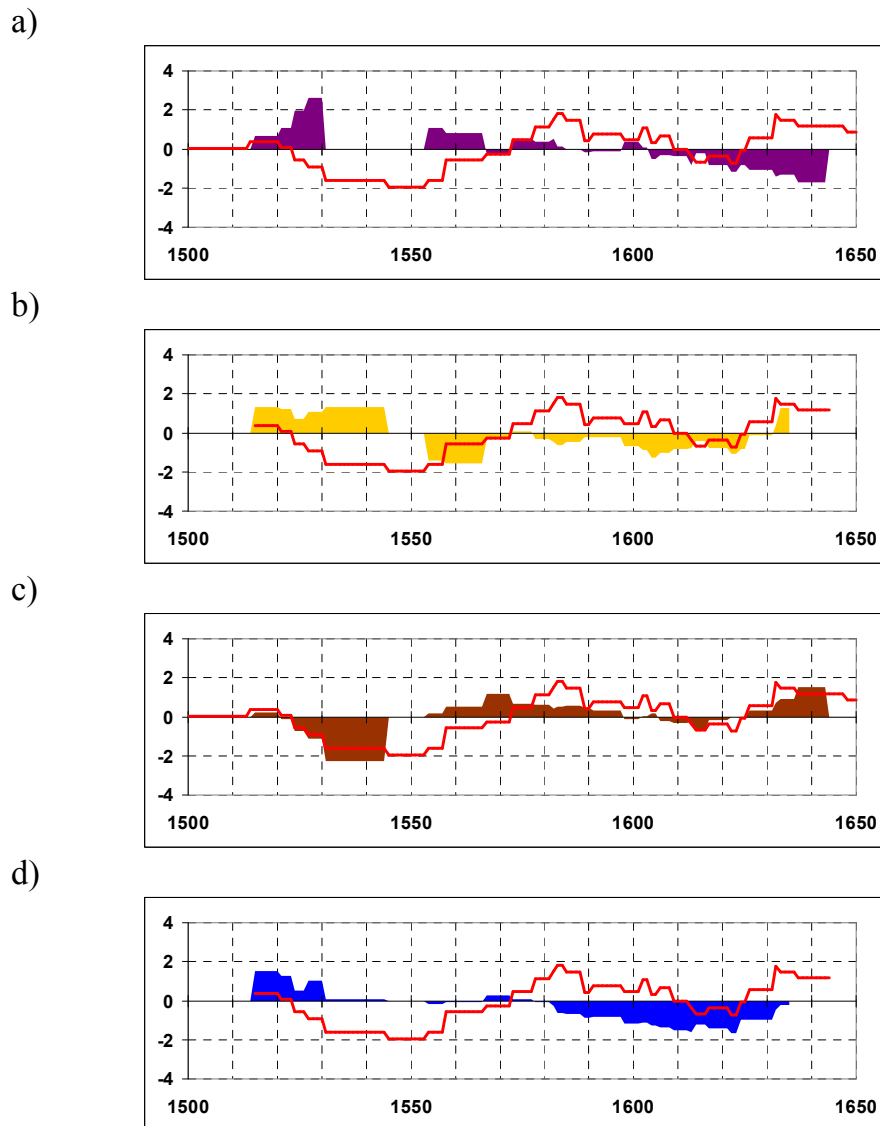


**Abb. 5.37:** Index H, (standardisiert) für das allgemeine Muster  $TN^{SLP}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $TN^{SLP}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV

Die typinterne Variabilität ist relativ gering ausgeprägt, wie der Verlauf der Kurven für das allgemeine (blau) und hochwassergebundene (rot) Muster  $TN^{SLP}$  zeigt. Die größte typinterne Variation für das Muster  $TN^{SLP}$  ist zu Beginn der Zeitreihe und während  $PH5^{SommerBAV}$  (1625 – 1675) gegeben (vgl. Abb. 5.37). Ab 1630 nimmt die typinterne Varianz zu, der abnehmende Indexwert für das allgemeine Muster  $TN^{SLP}$  gewinnt zunehmend an Bedeutung für die Hochwasserentstehung. Für die Hochwasserhäufigkeit während  $PH5^{SommerBAV}$  nimmt die Bedeutung des Zirkulationsmusters  $TN^{SLP}$  nochmals zu.

Für das hochwassergekoppelte Muster  $TN^{SLP}$  zeigen die zirkulationsdynamischen Indizes V, I und N keine auffälligen Entwicklungen an, Index T hingegen zeigt eine weitgehende Kopplung an den Verlauf des Index H (vgl. Abb. 5.38c). Positive Temperaturanomalien fallen mit einer Zunahme der zirkulationsmustergebundenen Hochwasserfrequenz von Mustern  $TN^{SLP}$  zusammen.



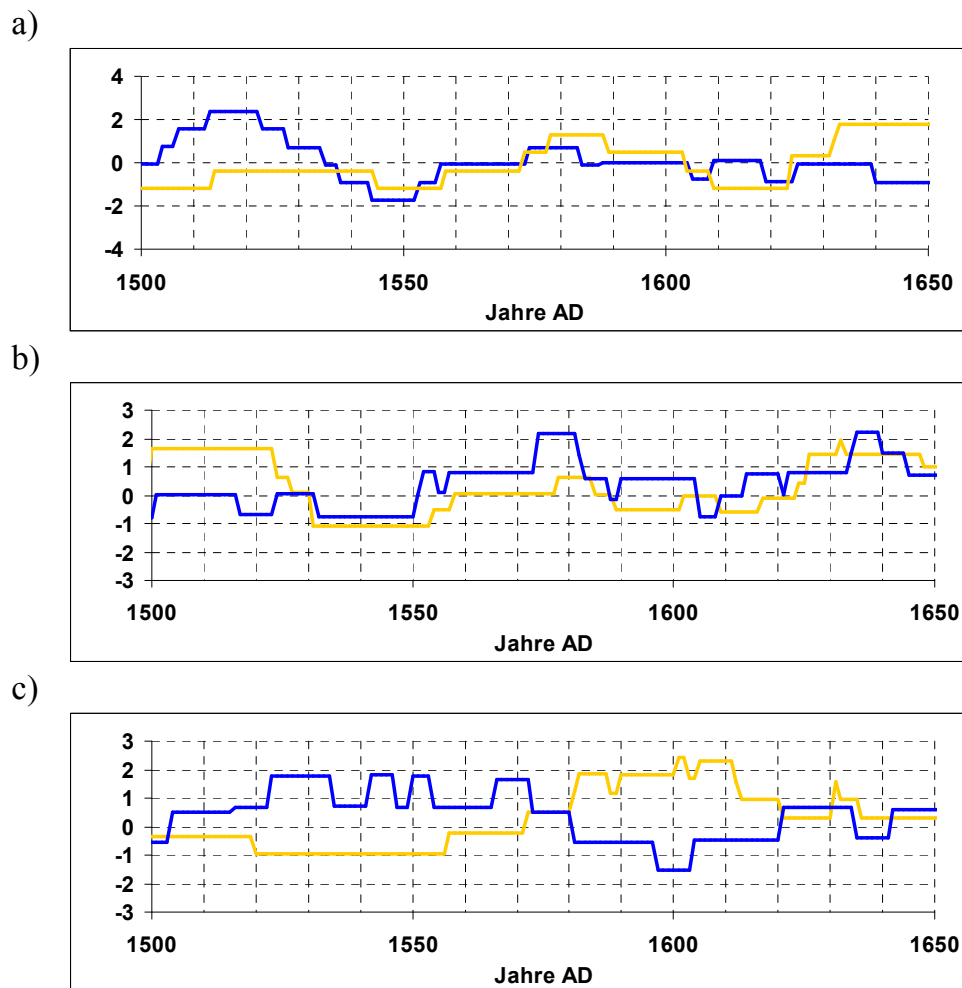


**Abb. 5.38:** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (d) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $TN^{SLP}$  Zeitreihe 1500 – 1658 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H, standardisiert für das hochwassergekoppelte Muster  $TN^{SLP}$

Für den Zeitabschnitt 1500 bis 1658 konnten nach t-modaler Hauptkomponentenanalyse zwei Zirkulationsmuster extrahiert werden, die sich in ihrer Bedeutung für die Hochwassergeschichte des BAV abwechseln. Die erste hochwasseraktive Phase nach 1500,  $PH3^{SommerBAV}$ , wird dabei von der atmosphärischen Rahmenbedingung  $AKb^{SLP}$  dominiert, während der zweiten hochwasserreichen Phase ( $PH4^{SommerBAV}$ ) wechselt sich die Hochwasserrelevanz der Muster ab. Zu Beginn dieser Phase hat das Muster  $AKb^{SLP}$  noch einen deutlichen Anteil an der Hochwasserfrequenz, deren abrupte Abnahme durch das Muster  $TN^{SLP}$  kompensiert wird. An der dritten Phase erhöhter Hochwasseraktivität ( $PH5^{SommerBAV}$ ) sind abschließend beide Muster beteiligt.

### 5.7.2.1 Zeitliche Entwicklung hochwasserrelevanter Zirkulationsmuster zwischen 1500 – 1658 für die separierten Monate Juni, Juli und August

Trotz der zeitlich limitierten saisonalen Auflösung der Luftdruckfelder lassen sich auch Aussagen auf monatlicher Zeitskala treffen. Für eine Differenzierung der historischen Phase von 1500 bis 1658 wurden die führenden Hauptkomponentenladungen der saisonalen Analyse (JJA) in Beziehung zu den einzelmonatlichen Ereignissen der Sommermonate gestellt. Dementsprechend wird die Hochwasserkopplung der beiden Zirkulationsmuster  $AKb^{SLP}$  und  $TN^{SLP}$  (vgl. Abb. 5.31) getrennt für die Einzelmonate Juni, Juli und August bestimmt.



**Abb. 5.39:** Monatlicher H Index für die hochwassergekoppelten SLP-Luftdruckmuster  $AKb^{SLP}$  (jeweils blau) und  $TN^{SLP}$  (jeweils gelb); von oben nach unten folgen Juni, Juli und August. Zeitreihe 1500 – 1658 BAV

In Abbildung 5.39 sind die hochwasserbezogenen Zeitkoeffizienten der Indizes H für die Monate Juni bis August 1500 – 1658 dargestellt. Die blauen Graphen zeigen jeweils die zeitliche Entwicklung für das Muster  $AKb^{SLP}$ , die gelben die für das Muster  $TN^{SLP}$  an. Zu Beginn der Zeitreihe Juni (vgl. Abb. 5.39a) tritt die Bedeutung des Musters  $AKb^{SLP}$  (blaue Kurve) für die Hochwasserentstehung im BAV deutlich hervor. Gleichzeitig spielt dasselbe Zirkulationsmuster während

der Julimonate zwischen 1500 und 1540 eine untergeordnete Rolle (vgl. Abb. 5.39b). Ab 1540 nimmt die Bedeutung der extrahierten Zirkulationsmuster für die Hochwassergenese im Juni für knapp 100 Jahre deutlich ab, es kann ein weitgehend gleichgesinnter Verlauf der Hochwasserfrequenzen angezeigt werden (vgl. Abb. 5.39a). Zu Ende der Zeitreihe, ab 1630, steigt die Bedeutung von  $TN^{SLP}$  an.

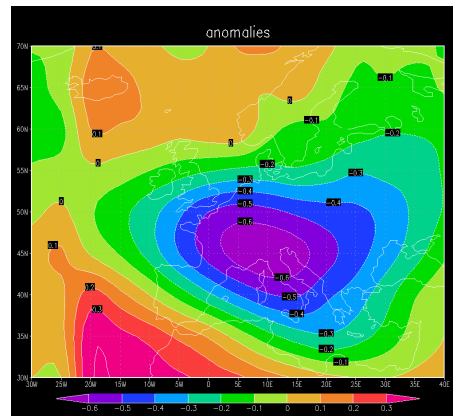
Für den Monat Juli (vgl. Abb. 5.39b) ist das Muster  $TN^{SLP}$  zu Beginn der Zeitreihe dominant, ab 1550 wechselt diese Bedeutung zugunsten von  $AKb^{SLP}$  als Rahmenbedingung für die Hochwassergenese im BAV. Während der letzten drei Dekaden der vorliegenden Zeitreihe besitzen beide Muster Hochwasserrelevanz im BAV.

Während der Augustmonate wechselt die Hochwasserbedeutung von Muster  $AKb^{SLP}$  zu Beginn der Zeitreihe auf das Muster TN (vgl. Abb. 5.39c). Von 1520 bis 1580 dominiert das Muster  $AKb^{SLP}$ , danach folgt ein deutlicher Vorzeichenwechsel und das Muster  $TN^{SLP}$  übernimmt zwischen den Jahren 1580 und 1620 die führende Rolle. Dieser Bedeutungswechsel fällt exakt mit dem Beginn von LIATE 2 (1570 – 1640, vgl. Tab 5.4) zusammen. Der Beginn von LIATE 2 impliziert eine Veränderung der atmosphärischen Rahmenbedingungen, die zu einer Veränderung der Zirkulationsdynamik sowie der Klimafaktoren Temperatur und Niederschlag geführt hat. Diese gegenläufige Tendenz ist für die Monate Juni wie Juli nicht gegeben. Während dieser Monate entspricht sich der Verlauf der 31-jährigen gleitenden Mittel größtenteils und unterscheidet sich hauptsächlich in der Ausprägung des Amplitudenverlaufs.

Auf Basis monatlichen Inputs der Hochwasserfälle kann eine verbesserte zeitliche Differenzierung der hochwasserrelevanten atmosphärischen Rahmenbedingungen erzielt werden. Ein Vergleich mit der musterunabhängigen Ausprägung der Hochwasserfrequenz für das BAV (vgl. Abb. 5.33) zeigt, dass die zeitliche Ausprägung des H-Index im August nicht der allgemeinen Entwicklung der Hochwasserfrequenz entspricht. Die extrahierten H-Indizes für den August haben jeweils während hochwasserarmer Phasen ihre größte Bedeutung, damit hebt sich der August am deutlichsten von den mittleren Verhältnissen ab. Auf eine Analyse der klima- und zirkulationsspezifischen Indizes wird aufgrund relativ geringer Fallzahlen verzichtet.

### 5.7.2.2 Saisonale SLP-Luftdruckanomalie zwischen den Jahren 1500 – 1658

Eine weitere Möglichkeit, hochwasserrelevante Luftdruckmuster zu bestimmen, kann anhand der Berechnung von Luftdruckanomalien vorgenommen werden.



**Abb. 5.40:** SLP-Luftdruckanomalie der hochwassergekoppelten Sommersaisons zwischen 1500 – 1658 (nach Luftdruckdaten Luterbacher et al. 2002a)

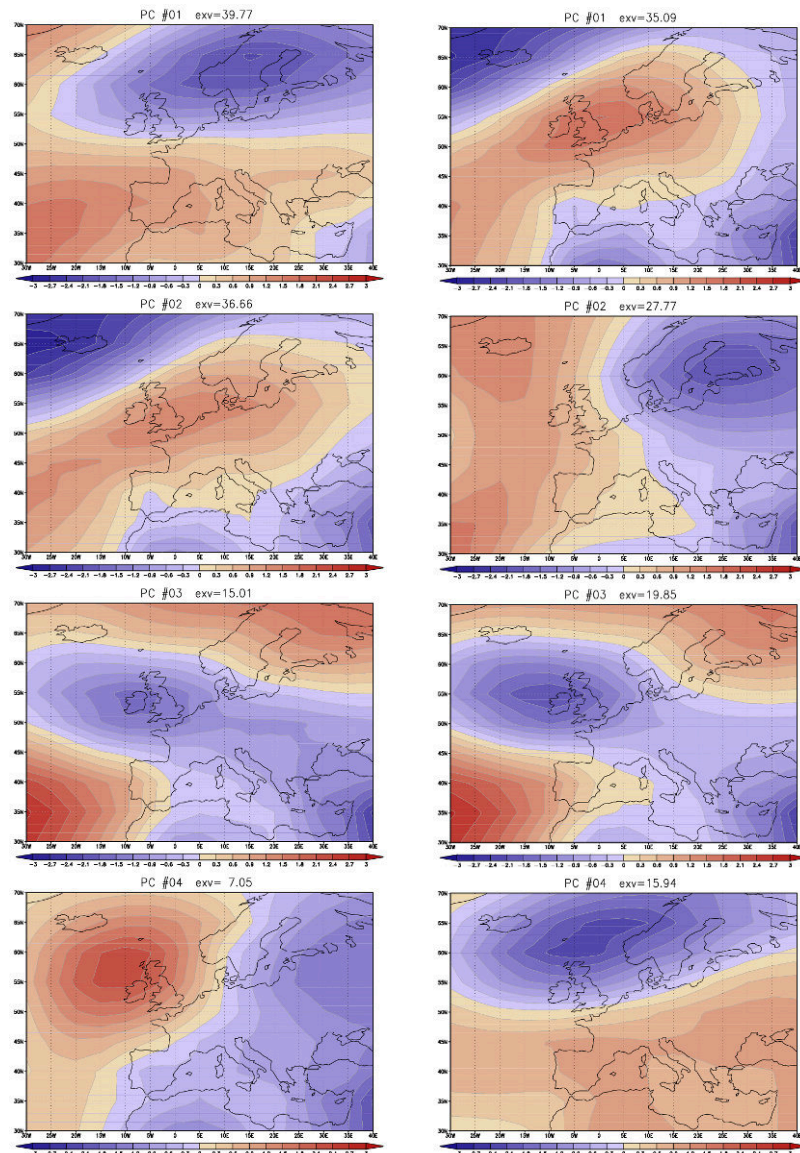
Für diesen Analyseschritt wurde der SLP-Luftdruck der Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) einerseits für alle Sommersaisons und andererseits für die Sommersaisons mit Hochwasserbeteiligung gemittelt. Die Differenz dieser SLP-Luftdruckmittel ist in Abbildung 5.40 als mittlere SLP-Luftdruckanomalie für das BAV der Sommersaisons 1500 – 1658 dargestellt. Die SLP-Luftdruckanomalie zeigt die Bedeutung verringerten Luftdrucks mit Zentrum über dem Alpenkörper für die Hochwasserentwicklung im BAV auf.

Ein Vergleich mit rezenten Hochwasserereignissen innerhalb des BAV zeigt, dass die berechnete SLP-Luftdruckanomalie ein plausibles Bild der Druckverteilung für den Hochwasserfall darstellt.

### 5.7.3 Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen für das BAV zwischen 1659 – 1999

Die Bestimmung hochwasserrelevanter Zirkulationssituationen für das BAV basiert auf t-modaler Hauptkomponentenanalyse monatlicher Luftdruckfelder. Zur Gewährleistung einer möglichst langen Zeitreihe wurden die Luftdruckfelder der Jahre 1659 – 1999 saisonal gemittelt. Dadurch lassen sich die zirkulationsdynamischen Entwicklungen weitgehend mit den Ergebnissen der Zeitreihe 1500 – 1659 vergleichen (siehe Kapitel 5.7.1 und 5.7.2). Eine Analyse der Luftdruckfelder in monatlicher Auflösung wird in Kapitel 5.7.5 vorgestellt. Aus der Hauptkomponentenanalyse der saisonalen SLP-Luftdruckfelder der Sommer zwischen 1659 – 1999 sind insgesamt vier Hauptkomponenten hervorgegangen. Die dazugehörigen PC-Scores sind in Abbildung 5.41 visualisiert, den hochwassergekop-

pelten SLP Mustern, Scores<sup>HW</sup> (linke Seite) sind die räumlichen Ausprägungen ohne Hochwasservorkommen, Scores<sup>NW</sup> (rechte Seite), gegenübergestellt.



**Abb. 5.41:** Scores der Hauptkomponenten SLP-Luftdruck „Scores<sup>HW</sup>“ (linke Seite) und „Scores<sup>NW</sup>“ (rechte Seite) der saisonalen Luftdruckmuster für die Jahreszeit Sommer zw. 1659 – 1999 im BAV (von oben nach unten: PC # 1 bis PC #4; exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

Die Scores<sup>HW</sup> der PC #1 zeigen ein ausgeprägtes Tief über Fennoskandien und ein Hochdruckgebiet mit Zentrum im Bereich der Azoren, dessen ostwärtige Ausläufer bis über das Schwarze Meer reichen. Aus dieser Luftdruckkonfiguration resultiert eine antizyklonalen Nordwestlage im BAV. Der Erklärungsanteil dieser Hauptkomponente an der Gesamtvarianz beträgt rund 40%. Im Folgenden wird diese SLP-Luftdruckkonstellation als Muster Tief Fennoskandien bezeichnet (Abk.: TF<sup>SLP</sup>). Die Lage der Aktionszentren zeigt eine deutliche Ähnlichkeit zu der PC #2 Scores<sup>HW</sup> der Zeitreihe 1500 – 1658 (vgl. Kapitel 5.7.1). Hochwasserrelevanz für das BAV kann aus westlicher Anströmung gegen den Alpenkör-

per resultieren, die grundlegend eine Leezyklogenese südlich der Alpen begünstigt. Daraus resultierende mediterranen Tiefdruckgebiete können auf nordöstlichen Zugbahnen feuchte Luftmassen gegen die Alpennordabdachung transportieren, deren Abregnen durch die Gebirgsbarriere und einen dadurch bedingten Staueffekt intensiviert werden können.

Die Scores<sup>HW</sup> von PC # 2 repräsentieren einen ausgeprägten atlantischen Hochdruckkeil mit Zentrum über der Nordsee, der weit in den fennoskandischen Raum hinein reicht. Der Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz dieser PC beträgt rund 37%. Dieses Muster wird im Folgenden mit AK<sup>SLP</sup> (atlantischer Hochdruckkeil) abgekürzt. Dieses Muster weist wiederum eine deutliche Analogie mit PC #1 Scores<sup>HW</sup> der Zeitreihe 1500 – 1658 auf (vgl. Kapitel 5.7.1). Deshalb wird auf eine erneute Diskussion der Hochwasserrelevanz dieser Strömungskonfigurationen verzichtet, da diese bereits im Zusammenhang mit den weitgehend analogen Mustern in Kapitel 5.7.1 geführt wurde (siehe ebd.).

Die Scores der Hauptkomponente #3 zeigen ein Zentraltief über den Britischen Inseln (Abk.: TGB<sup>SLP</sup>) bei einem Gesamtvarianzerklärungsanteil von rund 15%. PC #4 repräsentiert ein Hoch über dem nördlichen Atlantik (Abk.: HNA<sup>SLP</sup>). Der Erklärungsanteil dieser PC an der Gesamtvarianz beträgt noch 7%. Die atmosphärischen Rahmenbedingungen des Musters TGB<sup>SLP</sup> resultieren in einer (mittleren) westlichen Anströmung gegen den Alpenkörper bzw. in das BAV. Dieses Strömungskonfiguration impliziert frontgebundene Niederschläge (Kaltfront) als Ursache für eine Hochwassergenese im BAV.

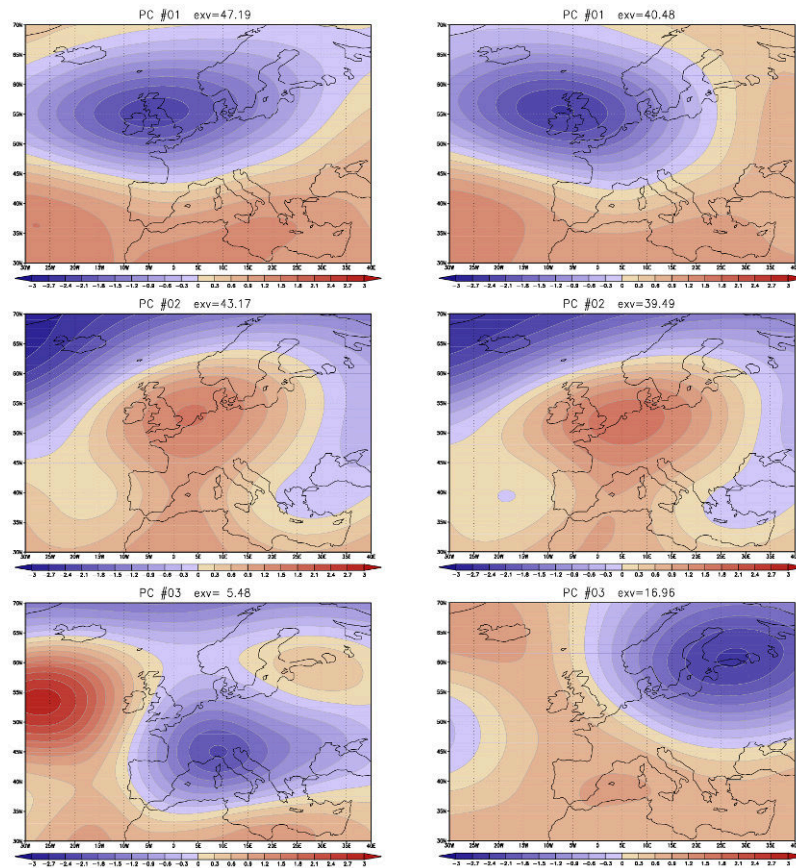
Das Muster HNA<sup>SLP</sup> ist durch nordöstliches Anströmen gegen den Alpenkörper gekennzeichnet. Diese mittlere Strömungskonfiguration impliziert einerseits Stauniederschläge an der Alpennordabdachung. Andererseits kann daraus eine weitere Genese von Hochwasserlagen durch Kaltlufteinbrüche aus Norden resultieren, die eine Leezyklogenese südlich der Alpen begünstigen. Insgesamt erklären die vier extrahierten Zirkulationsmuster 98,5% der Varianz sommerlicher Strömungskonfigurationen. Die Scores<sup>HW</sup> und Scores<sup>NW</sup> können trotz augenscheinlicher Analogien zum Teil deutlich differenziert werden. Die räumlichen Muster wiederholen sich, wie ein Vergleich der räumlichen Lage der Aktionszentren in Abbildung 5.41 zeigt. Die größten Differenzen können hinsichtlich der Erklärungsanteile indiziert werden. Besonders auffällig sind die unterschiedlichen Erklärungsanteile von Muster TF<sup>SLP</sup> (PC #1 Scores<sup>HW</sup>) mit knapp 40% und Scores<sup>NW</sup> (PC #4) mit vergleichsweise geringem Gesamtvarianzerklärungsanteil von 16%. Eine weitere Auffälligkeit lässt sich für die Muster HNA<sup>SLP</sup> aufzeigen. Mit ca. 28% Anteil an der Gesamterklärungsvarianz kommt dieses Muster während hochwasserfreier Sommersaisons verhältnismäßig häufig vor, für den Hochwasserfall geht die Bedeutung auf 7% zurück (vgl. Abb. 5.41, PC #4 links und PC #2 rechts). Im Rahmen der Gegenüberstellung zeigt dieses Muster zugleich die größte räumliche Variabilität innerhalb der verwandten Muster. Zusätzlich können die weitgehend analogen Muster anhand unterschiedlicher Druckgradienten in sich unterschieden werden. Beispielsweise ist der Druckgra-

dient zwischen den Aktionszentren von Muster  $AK^{SLP}$  Scores<sup>HW</sup> (PC #2, Abb. 5.41, linke Seite), verglichen mit dem Pendant von Scores<sup>NW</sup> (PC #1, Abb. 5.41, rechte Seite), geringer ausgeprägt.

Den Druckgradienten der einzelnen Muster kommt generell eine gesteigerte Bedeutung hinsichtlich der Hochwasserrelevanz zu. Jacobeit et al. (2004) beschreiben für hochwasserarme Phasen im Vergleich zu hochwasserreichen Phasen im Mittel erhöhte Druckgradienten über Zentraleuropa, die auf einen verstärkten Hochdruckeinfluss in Mitteleuropa zurückgeführt werden. Der Vergleich zwischen den Scores<sup>HW</sup> und Scores<sup>NW</sup> für das Muster  $AK^{SLP}$  zeigt ein dementsprechend differenziertes Druckgefälle. Nach Jacobeit et al. (2004) lässt sich ein vergleichsweise schwach ausgeprägter Druckgradient über dem mitteleuropäischen Raum mit einer Unterbrechung des Hochdruckeinflusses in Zusammenhang bringen (vgl. Analogfall 2002 in Kapitel 4.4.2). Dies gilt besonders in Zusammenhang mit Hochdruckbrücken, die sich zwischen den Azoren und Fennoskandien erstrecken. An der „Sattelstelle“ kann der Hochdruckeinfluss unterbrochen werden, Tiefdruckgebiete, deren Genese im Bereich der britischen Inseln ablaufen, können diese Sattelstelle passieren und in den adriatischen Raum eindringen, während hoher Luftdruck über Fennoskandien vorherrscht. Jacobeit et al. (2004) bringen diese Strömungskonfiguration generell mit hochwasserreichen Phasen in Mitteleuropa in Zusammenhang. Analoge Verhältnisse können für die atmosphärische Rahmenbedingung Muster  $AK^{SLP}$  für das BAV indiziert werden. Besonders ausgeprägt tritt dieses Muster während der Augustmonate in Erscheinung. In Kapitel 5.7.5 wird auf diese Zirkulationssituation in Zusammenhang mit den atmosphärischen Rahmenbedingungen für den August vertieft eingegangen. Für den August hat sich ein Muster  $BM^{SLP}$  (Brücke Mitteleuropa) als besonders hochwasserrelevant heraus kristallisiert.

In Abbildung 5.42 sind die Hauptkomponentenscores für das 500 hPa Niveau, jeweils für den Hochwasserfall (Scores<sup>HW</sup>) und den Fall ohne Hochwasser (Scores<sup>NW</sup>), dargestellt. Die Auswertung der 500 hPa Daten führt, entsprechend dem angewendeten Extraktionskriterium (vgl. Kapitel 4.4.3), zu jeweils 3 Zirkulationsmustern, wobei die ersten beiden Hauptkomponenten des Hochwasserfalls bereits über 90% der Gesamtvarianz erklären. Aufgrund der unterschiedlichen Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten (vgl. Abb. 5.41) wird im Folgenden auf Bezeichnungen zurückgegriffen, die sich nicht, wie für die Zeitreihe 1500 – 1658, entsprechen, sondern anhand der Lage der Aktionszentren im nordatlantisch/europäischen Raum orientieren. Die Verortung der Hauptkomponentenwerte der ersten beiden PCs zeigt weitgehende Ähnlichkeit mit den Strömungskonfigurationen der Hauptkomponenten Zeitreihe 1500 – 1658. Die PCs #1 und #2, sowohl für Scores<sup>HW</sup> wie für die Scores<sup>NW</sup>, beschreiben ein Muster mit Zentraltief über Großbritannien (Abk.:  $TGB^{500hPa}$ ) bzw. eine Omega Lage, Abk.:  $\Omega^{500hPa}$ . Die dritte Hauptkomponente zeigt jeweils ein differenziertes Muster auf. Für Scores<sup>HW</sup> lässt sich eine Cut-Off-Situation mit Tiefdruckzentrum über den Alpen erkennen, diese atmosphärische Rahmenbedingung spielt aber mit einem Erklärungsanteil von 5% nur eine stark untergeordnete Rolle.





**Abb. 5.42:** Scores der Hauptkomponenten Luftdruck 500-hPa-Niveau „Scores<sup>HW</sup>“ (linke Seite) und „Scores<sup>NM</sup>“ (rechte Seite) der saisonalen Luftdruckmuster für die Jahreszeit Sommer zw. 1659 – 1999 im BAV (von oben nach unten: PC # 1 bis PC #3; exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

Anhand der Erklärungsanteile von Scores<sup>HW</sup> und Scores<sup>NW</sup> kann eine Differenzierung vorgenommen werden. Mit 47% bzw. 43% Erklärungsanteil haben die Muster TGB<sup>500hPa</sup> und  $\Omega^{500hPa}$  Scores<sup>HW</sup> einen höheren Anteil als die Muster im hochwasserfreien Fall. Die Scores von PC #3 zeigen deutliche Unterschiede auf. Die PCs #3 ergeben gänzlich unterschiedliche Konfigurationen. Für den Hochwasserfall reduziert sich der Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz auf 5% und zeigt einen Höhentrog über Europa. Der hochwasserfreie Fall hingegen zeigt ein Muster Höhentief mit Zentrum über dem Finnischen Meerbusen mit einem vergleichsmäßig hohen Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz von 17% (vgl. Abb. 5.42).

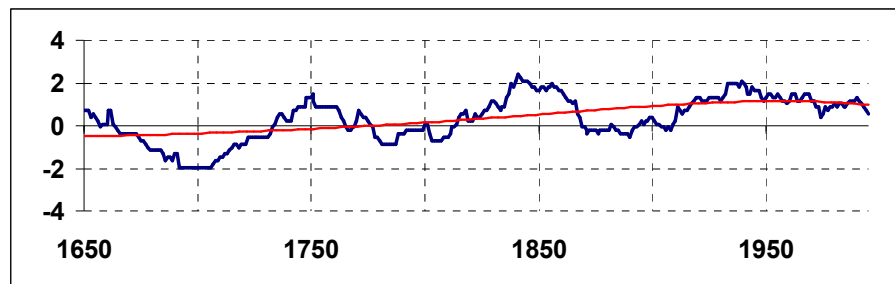
#### 5.7.4 Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster für das BAV zwischen 1659 – 1999

Die folgenden Häufigkeitsindizes basieren auf t-modal bestimmten führenden Ladungen von Hauptkomponenten (vgl. Kapitel 4.4.3). Zur Gewährleistung der Vergleichbarkeit zwischen den mustergebundenen Indizes und der allgemeinen 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz der Sommermonate im BAV ist letz-



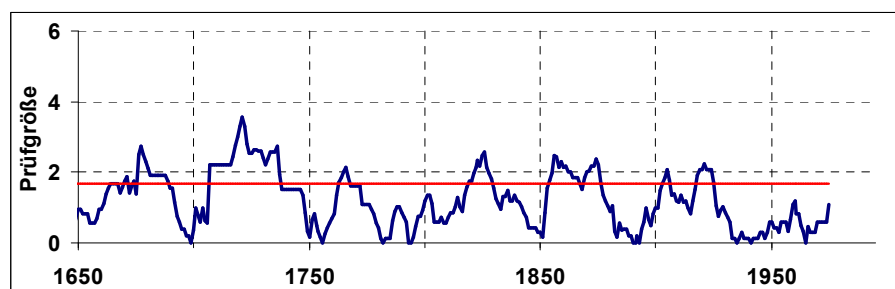
tere in Abbildung 5.43 ergänzend dargestellt. Das Polynom 5ten Grades (rote Kurve) dient der Differenzierung hochwasserarmer bzw. hochwasserreicher Phasen. Die dargestellte Zeitreihe umfasst die Jahre 1650 – 1995. In diese Zeitspanne fallen die Hochwasserphasen:

- $PH5^{\text{SommerBAV}}$  1625 – 1675
- $PH6^{\text{SommerBAV}}$  1730 – 1775
- $PH7^{\text{SommerBAV}}$  1815 – 1865
- $PH8^{\text{SommerBAV}}$  1915 – 1970
- $PH9^{\text{SommerBAV}}$  ab 1985



**Abb. 5.43:** 31-jährige standardisierte Hochwasserhäufigkeit des Sommers (JJA) im BAV zwischen 1500 – 1995. Rote Kurve: Polynom 5ten Grades

Der Hochwasserfrequenz in Abbildung 5.43 ist in Abbildung 5.44 die entsprechende t-Testschätzfunktion, die Veränderungen in der mittleren Häufigkeitsfrequenz aufeinanderfolgender 31-jährig gleitender Perioden indiziert, gegenübergestellt.



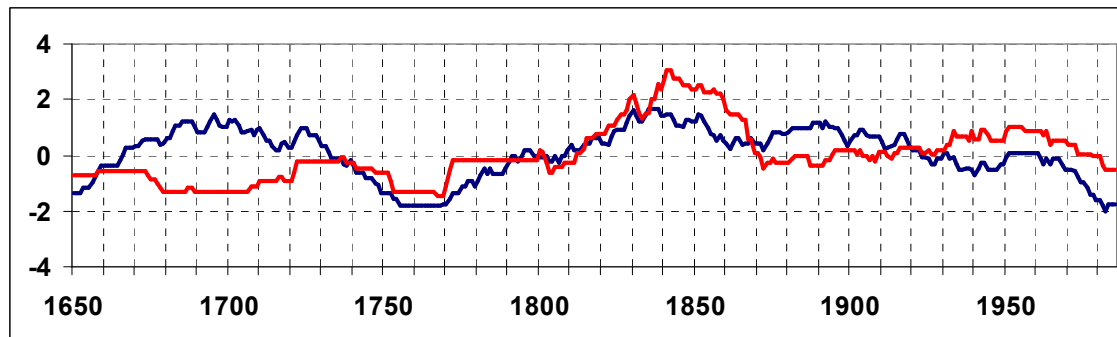
**Abb. 5.44:** T-Test Prüfgröße des Mittelwertvergleichs von aufeinanderfolgenden Perioden 31-jähriger gleitender Hochwasserfrequenzen (blaue Kurve) für die Hochwasserentwicklung im BAV während der Sommermonate (JJA) zwischen 1650 – 1995; rote Linie: Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus.

Der Schwellenwert des 95%-Signifikanzniveaus wird jeweils zu Beginn und Ende der Hochwasserphasen vor 1930 überschritten (und verweist auf Veränderungen innerhalb übergeordneter Strukturen (vgl. dazu Kapitel 4.4.1). Der Beginn bzw. das Ende der hochwasserreichen Phasen im BAV nach 1930 ( $PH8^{\text{SommerBAV}}$  und  $PH9^{\text{SommerBAV}}$ ) spiegelt sich nicht im t-Test Ergebnis wider (vgl. Abb. 5.44). Im Folgenden wird die zeitliche Entwicklung der Indizes H, V, I, T und N für die hochwasseraktiven Phasen diskutiert. Auswertung und Diskussion der Indizes

bleibt auf die hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster beschränkt. Davon ausgeschlossen wird das Muster  $\text{HNA}^{\text{SLP}}$  ( $\text{PC \#4 Scores}^{\text{HW}}$ ), für das nur zwei führende Ladungen extrahiert werden konnten. Dieses Muster spielt mit einem Erklärungsanteil von 7% an der Gesamtvarianz nur eine untergeordnete Rolle.

### Muster $\text{TF}^{\text{SLP}}$

In Abbildung 5.45 ist der Index H für die Hochwasserereignisse im Zusammenhang mit dem Zirkulationsmuster „Tief über Fennoskandien“ (rote Kurve) dem Index H für das allgemeine Auftreten dieses Musters während der Sommermonate zwischen 1650 und 1984 gegenübergestellt (blaue Kurve). Das Zeitreihenende im Jahr 1984 ist bedingt durch die zeitliche Beschränkung des Luftdruckfelddatensatzes auf das Jahr 1999.

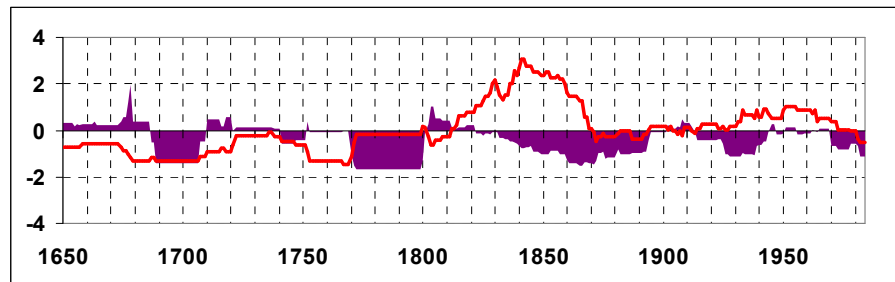


**Abb. 5.45:** Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1650 – 1984 Sommer BAV

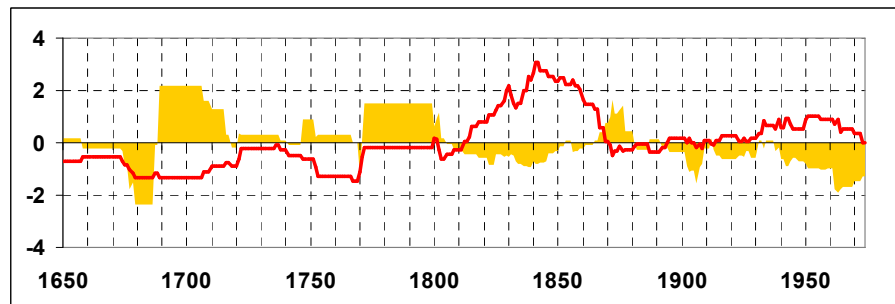
Während des Maunder Minimums (1670 – 1730) hat das allgemeine Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  hohen Anteil an den atmosphärischen Rahmenbedingungen innerhalb Mitteleuropas, das hochwassergebundene Muster eine weitgehend minimierte Bedeutung. Nach einem deutlichen Rückgang mit Minimum um 1760 nimmt das allgemeine Auftreten von  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  wieder zu und erreicht um 1835 ein Maximum. Es folgt ein sukzessiver Rückgang mit Minimum um 1870. Das hochwassergekoppelte Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  hat zwischen 1810 und 1870 eine ausgeprägte Hochwasserrelevanz. Ab 1930 lässt sich nochmals eine schwach ausgeprägte Bedeutung indizieren, die etwa bis 1980 Bestand hat. Typinterne Schwankungen treten während des Maunder Minimums (1670 – 1730) zwischen den Jahren 1840 – 1870 und ab 1930 hervor (vgl. Abb. 5.45): in diesen Phasen tritt das Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  häufiger auf, ohne dass Hochwasserereignisse im BAV verzeichnet werden. Für den Rest der Zeitreihe kann eine ausgeprägte Kopplung dieses Musters mit Hochwasser im BAV ausgemacht werden. Während des Maunder Minimums besitzt das Muster  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  eine stark minimierte Hochwasserrelevanz, zwischen 1840 – 1870 und ab 1930 steigt die Hochwasserrelevanz typintern an. Ab 1960 lässt sich für die Sommermonate eine starke Abnahme der allgemeinen Ausprägung  $\text{TF}^{\text{SLP}}$  hervorheben. Die Bedeutungswechsel musterinterner Variabilität werden jeweils durch signifikante Änderungen der t-Test Prüfgröße indiziert (vgl. Abb. 5.44).

Anhand der Klima- und Zirkulationsparameter V, I, T und N kann das Ende des Maunder Minimums deutlich hervorgehoben werden.

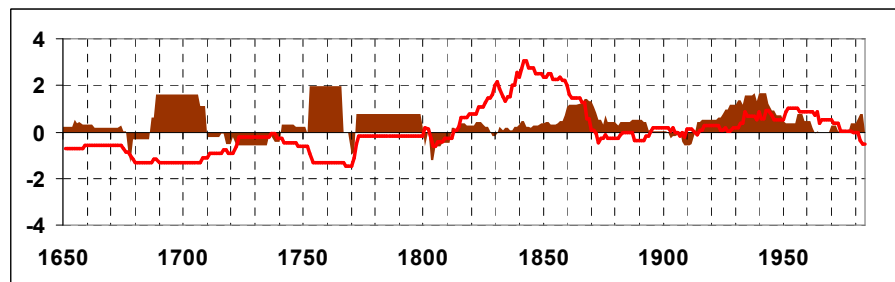
a)



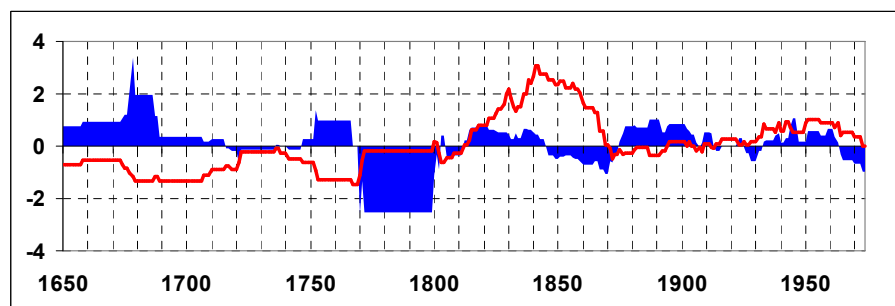
b)



c)



d)



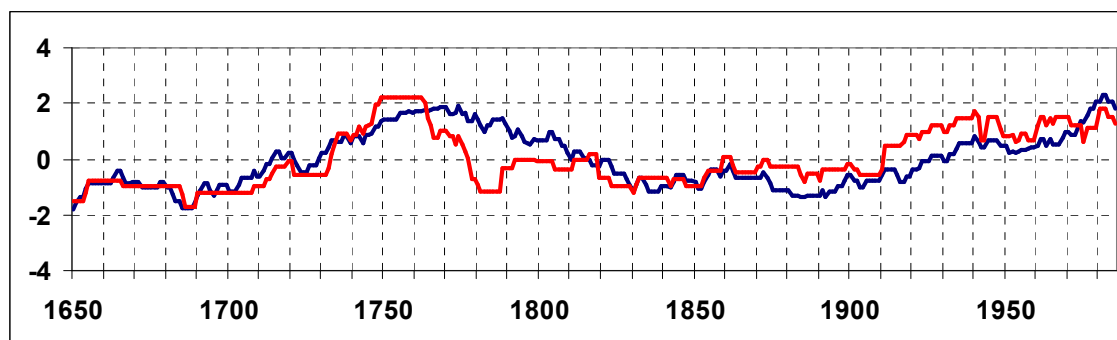
**Abb. 5.46:** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $TF^{SLP}$  Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H (standardisiert) für das hochwassergekoppelte Muster  $TF^{SLP}$

Alle Indizes in Abbildung 5.46 unterliegen um 1710 einem Vorzeichenwechsel, der sich in der Ausprägung sämtlicher Klima- und Zirkulationsparameter und in einer signifikanten Zunahme von Hochwasserereignissen im BAV widerspiegelt, die in die hochwasserreiche Phase  $PH6^{SommerBAV}$  zwischen den Jahren 1730 –

1775 mündet. Dieser Vorzeichenwechsel wird zugleich im Rahmen der t-Test Schätzfunktion mit signifikanten Prüfgrößenwerten indiziert (vgl. Abb. 5.44). Besonders auffällig zeigt sich der Index N (blaue Fläche), der während des Maunder Minimums zum Teil stark positive Indexwerte aufweist. Mit beginnender Sonnenfleckenabnahme um 1770, die letztendlich im Dalton Minimum resultiert, kann abermals ein Index übergreifender Vorzeichenwechsel indiziert werden (vgl. Abb. 5.46). Bis 1800 verhalten sich die Indizes V und I weitgehend gegenläufig. Der I-Index zeigt während hochwasserarmer Phasen positive und während hochwasserreicher Phasen negative Werte an. Nach 1800 verliert sich diese gegenläufige Ausprägung des Vorticity- und Intensitätsindex. Die Klima- und Zirkulationsparameter der Hochwasser gebundenen Strömungskonfiguration  $TF^{SLP}$  unterliegen einer vergleichbar geringen typinternen Variabilität.

### Muster $AK^{SLP}$

Das Zirkulationsmuster „Azorenkeil mit Hochdruckausläufer über Fennoskandien“ ( $AK^{SLP}$ ) hat zwischen 1730 und 1780 eine dominante Bedeutung für die Hochwassergenese im BAV. Ein Vergleich mit dem Muster  $TF^{SLP}$  zeigt, dass Hochwasser im BAV während dieser Periode nahezu ausschließlich im Zusammenhang mit dem Zirkulationsmuster  $AK^{SLP}$  auftreten. Ab 1810 und somit in der Übergangsphase zwischen „Kleiner Eiszeit“ und „Modernem Klimaoptimum“ nimmt sowohl die Hochwasserrelevanz wie auch die allgemeine Häufigkeit des Musters  $AK^{SLP}$  deutlich ab (vgl. Abb. 5.47).



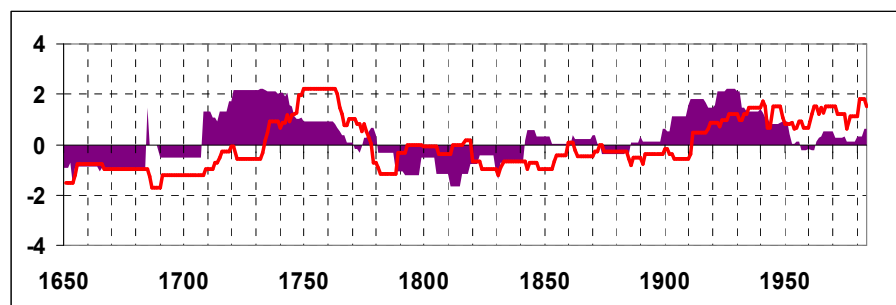
**Abb. 5.47:** Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster  $AK^{SLP}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $AK^{SLP}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1650 – 1995 Sommer BAV

Ab 1910 steigen Hochwasserrelevanz und die allgemeine Musterauftrittshäufigkeit wieder an. Zum Ende der Zeitreihe hin lassen sich beide Ausprägungen auf hohem Niveau festhalten. Die typinternen Varianzen sind verhältnismäßig gering ausgeprägt (vgl. Muster  $TF^{SLP}$  oben). Ausschließlich während 1770 bis 1810 lässt sich eine (auffällige) typinterne Variabilität indizieren. Zu Beginn dieser Periode besitzt das Muster  $AK^{SLP}$  eine ausgeprägte Hochwasserrelevanz, die in den 70er Jahren des 18. Jh.s stark abnimmt. Die abnehmende Hochwasserrelevanz wird von einem generell häufigen Auftreten des allgemeinen Musters  $AK^{SLP}$  begleitet.

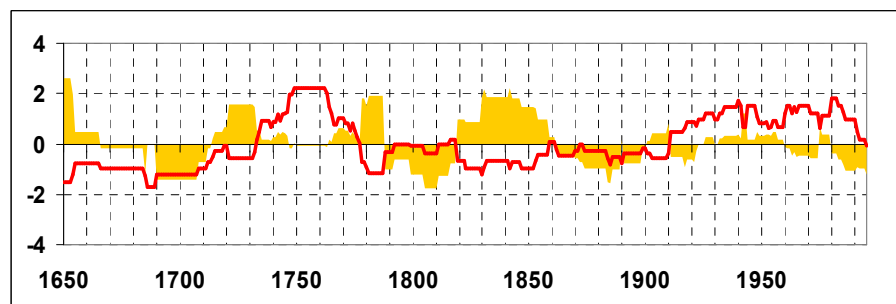
Zwischen 1910 und 1940 tritt erneut eine leichte Entkopplung der Musterauftrittsfrequenz von der Hochwasserauftrittshäufigkeit im BAV auf. Dabei lässt sich eine Zunahme der Hochwasserbedeutsamkeit von Muster  $AK^{SLP}$  konstatieren.

Mit ansteigender Hochwasserfrequenz um 1710 zeigen sich auch für das Muster  $AK^{SLP}$  signifikante Veränderungen der assoziierten Klima- und Zirkulationsparameter. Alle Indizes reagieren mit Vorzeichenwechsel auf das Ende des LMM (vgl. Abb. 5.48). Das Ende der gesteigerten Hochwasserrelevanz von Muster  $AK^{SLP}$  um 1780/1790 wird ebenfalls von auffälligen Veränderungen der Indexwerte begleitet. Mit dem Ansteigen der Hochwasserfrequenz um 1710 und 1910 können für den V-Index stark positive Werte indiziert werden (vgl. Abb. 5.48a). Damit kann ein deutlicher Unterschied zur Indexentwicklung von Muster  $TF^{SLP}$  beschrieben werden. Für dieses Muster können negative V-Indexwerte bei zunehmender Hochwasserrelevanz konstatiert werden, d. h. eine verringerte Ausprägung der Vorticity geht mit zunehmender Hochwasserrelevanz für dieses Zirkulationsmuster einher. Der positive V-Index nimmt ab 1950 ab und begleitet das hochwassergekoppelte Muster  $AK^{SLP}$  bei nur noch moderat positiven Werten. Eine analoge Entwicklung der Indexwerte lässt sich für den Niederschlag erkennen, Index T weist während der Hochwasserphasen generell negative Werte auf.

a)

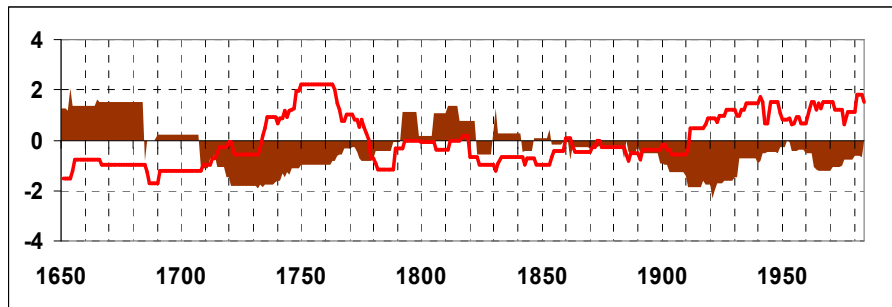


b)

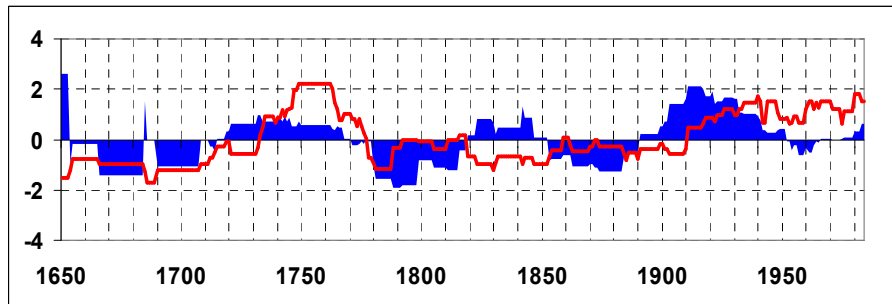


(Fortsetzung und Abbildungsunterschrift siehe nächste Seite)

c)



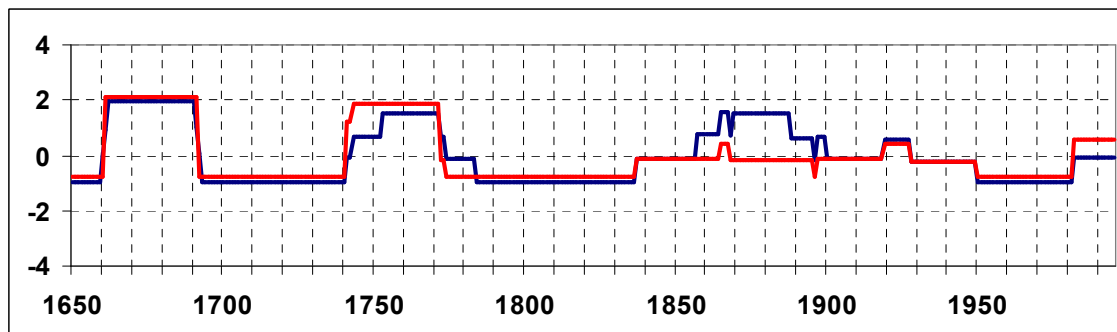
d)



**Abb. 5.48:** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $AK^{SLP}$  Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H (standardisiert) für das hochwassergekoppelte Muster  $AK^{SLP}$

### Muster TGB

Das Zirkulationsmuster „Tief über Großbritannien“  $TGB^{SLP}$  (PC #3 Scores<sup>HW</sup>) spielt eine untergeordnete Rolle für die Hochwassergeschichte der Sommermonate im BAV. Nur für sieben Hochwasserfälle konnten führende Ladungen bestimmt werden. Auffällig sind die Zeitabschnitte jeweils vor und nach dem LMM zwischen den Jahren 1660 – 1690 und 1740 – 1770 (vgl. Abb. 5.49).



**Abb. 5.49:** Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster  $TGB^{SLP}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $TGB^{SLP}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1659 – 1999 Sommer BAV

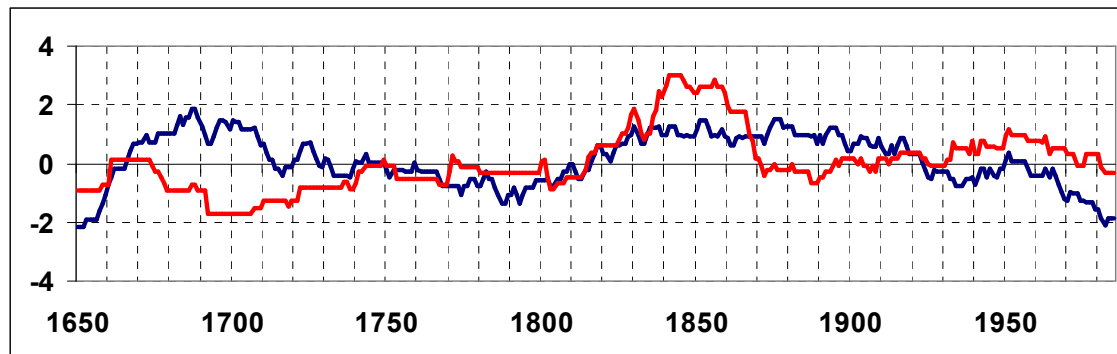
Das allgemeine Auftreten von Muster  $TGB^{SLP}$  kann mit dem hochwassergekoppelten Auftreten von  $TGB^{SLP}$  nahezu gleichgesetzt werden, wie sich aus dem Verlauf der Kurven in Abbildung 5.49 erkennen lässt.

Zusammenfassend lässt sich die Bedeutung der Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  und  $AK^{SLP}$  für das Hochwassergeschehen im BAV deutlich hervorheben. Dabei lässt sich grundlegend ein Wechsel der Hochwasserrelevanz zwischen den beiden differentiellen Mustern konstatieren. Während in der Mitte des 18. Jh.s das Muster  $AK^{SLP}$  die dominierende Rahmenbedingung darstellt, fällt die Bedeutung für die Hochwassergenese von Muster  $TF^{SLP}$  stark zurück. Zwischen 1830 bis 1860 sind die Verhältnisse umgekehrt: einer Dominanz des Musters  $TF^{SLP}$  steht eine minimierte Bedeutung von  $AK^{SLP}$  gegenüber.

Besonders aussagekräftig zeigt sich für die hochwasserrelevanten dominanten Strömungskonfigurationen der Index I, der die Luftdruckgradienten zwischen den Aktionszentren vergleicht. Die ausgeprägten Hochwasserphasen werden von negativen Indexwerten begleitet, hochwasserarme Phasen im Mittel von positiven Werten (vgl. Abb. 5.46 und 5.48). Eine derart deutliche Kopplung lässt sich für die weiteren klima- und zirkulationsbasierten Indizes nicht konstatieren. Die Muster  $TGB^{SLP}$  und  $HNA^{SLP}$  sind im Sinne atmosphärischer Rahmenbedingungen von untergeordneter Bedeutung für die Hochwassergenese im BAV. Ein interessantes Element dieser atmosphärischen Rahmenbedingungen liegt in ihrer zeitlichen Komponente. Vor 1658 konnten diese beiden Muster mittels Hauptkomponentenanalyse nicht extrahiert werden, ein Umstand, der der Datenqualität bzw. deren Auflösung vor 1659 geschuldet ist, die sich auf saisonaler Zeitskala bewegt. Auf Basis monatlich aufgelöster Luftdruckfelder können diese Muster extrahiert werden. In Zusammenhang mit der Hochwassergenese im BAV kann für diese Muster eine zeitlich stark selektive Bedeutung ausgewiesen werden:  $TGB^{SLP}$  spielt nur kurzfristig vor und nach dem LMM eine Rolle, die Nordlage  $HNA^{SLP}$  tritt erstmals ab 1950 in Erscheinung. Mehrfach können veränderte klimatische Rahmenbedingungen mit Veränderungen der (großräumigen) atmosphärischen Zirkulation in Zusammenhang gebracht werden, die sich ihrerseits wiederum auf die Hochwasserfrequenz des BAV ausgewirkt haben (vgl. Kapitel 5.4.2). Dazu zählen ab 1659 das Maunder Minimum, das Dalton Minimum, die Übergangsphasen zwischen „Kleiner Eiszeit“ und dem „Klimaoptimum der Moderne“ und das „Schwellenjahr“ 1930. Die Übergangsphase mit Höhepunkt um 1850 wird im Rahmen der vorliegenden Studie zwischen den Jahren 1820 und 1880 definiert. Für die dominanten Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  und  $AK^{SLP}$  kann zwischen 1860 und 1870 jeweils ein Wechsel in der Vorherrschaft der Bedeutung der typinternen Variabilität indiziert werden, wie den Abbildungen 5.45 und 5.47 entnommen werden kann.

### Muster TGB<sup>500hPa</sup>

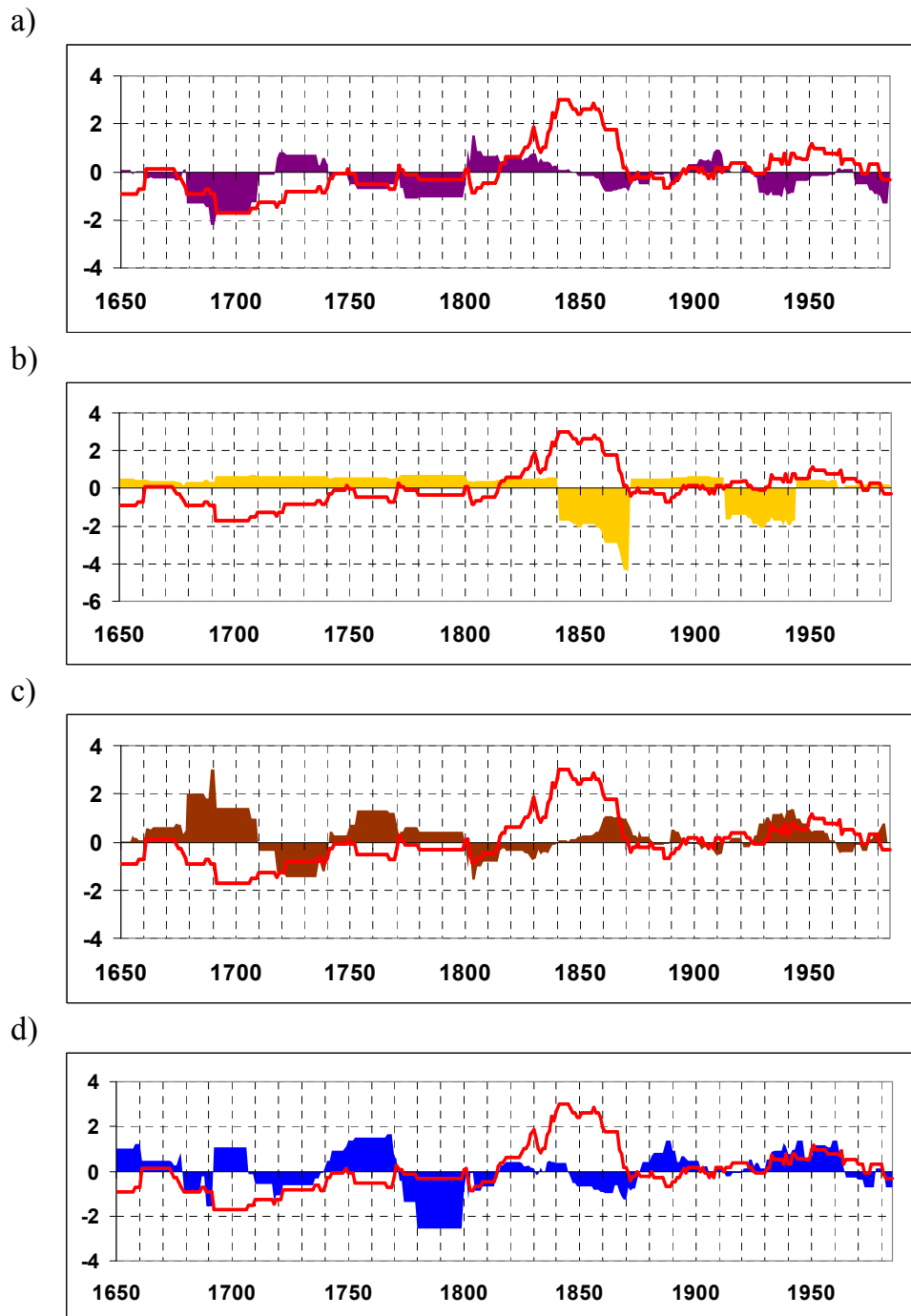
Neben den SLP Daten wurden analog die 500-hPa Luftdruckfelder analysiert. Generell kann für die ersten beiden Hauptkomponenten der Scores<sup>HW</sup> des 500-hPa Niveaus auf eine hohe Kopplung mit den Mustern der Hauptkomponenten #1 und #2 des SLP-Niveaus verwiesen werden (vgl. Abb. 5.41). Die zeitliche Entwicklung des Musters „Höhentiefe Großbritannien“ (Abk.: TGB<sup>500hPa</sup>, vgl. Abb. 5.42 PC #1) korreliert in starkem Maße mit dem Muster TF<sup>SLP</sup>.



**Abb. 5.50:** Index H (standardisiert) für das allgemeine Muster TGB<sup>500hPa</sup> (blaue Kurve) und für das Muster TGB<sup>500hPa</sup> im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1659 – 1999 Sommer BAV

Dementsprechend lassen sich weitgehend analoge Indizes beschreiben. Der Vergleich zwischen den Häufigkeitsindizes H (Auftrittsfrequenz) und der Auftrittshäufigkeit im hochwassergekoppelten Fall hebt die Hochwasserrelevanz von TGB<sup>500hPa</sup> während der Phase 1820 – 1870 deutlich hervor. Die typinterne Variabilität zeigt weitgehend die gleichen zeitlichen Bedeutungswechsel wie das Muster TF<sup>SLP</sup> an. Besonders markant fällt dieser Wechsel mit Beginn und (fortgeschrittenem) Ende des Maunder Minimums (um 1830 – 1870 und ab 1930) aus (vgl. Abb. 5.50). Während der beiden zuletzt genannten Phasen kann eine gesteigerte typinterne Hochwasserrelevanz für das Muster TGB<sup>500hPa</sup> konstatiert werden. Mit Ende des Maunder Minimums können, abgesehen von Index I zum wiederholten Male, Vorzeichenwechsel in der Ausprägung der restlichen Indizes festgestellt werden. Besonders auffällig zeigt sich der I Index zwischen den Jahren 1840 – 1870 und 1910 bis 1940. Während dieser Phasen lässt sich ein stark negativ ausgeprägter I-Index (vgl. Abb. 5.51) erkennen. Mit Beginn steigender, mustergekoppelter Hochwasserfrequenz nach 1930 nimmt der N Index positive Werte an. Damit lässt sich ein auffälliger Unterschied zu den hochwasserreichen Phasen vor 1930 indizieren, die größtenteils während negativer N-Indexwerte stattgefunden haben.

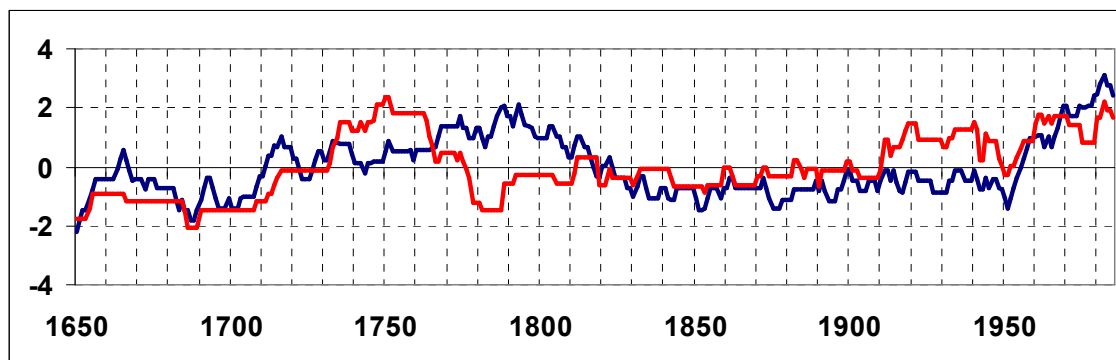




**Abb. 5.51:** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (d) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $TGB^{500hPa}$  Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H (standardisiert) für das hochwassergekoppelte Muster  $TGB^{500hPa}$

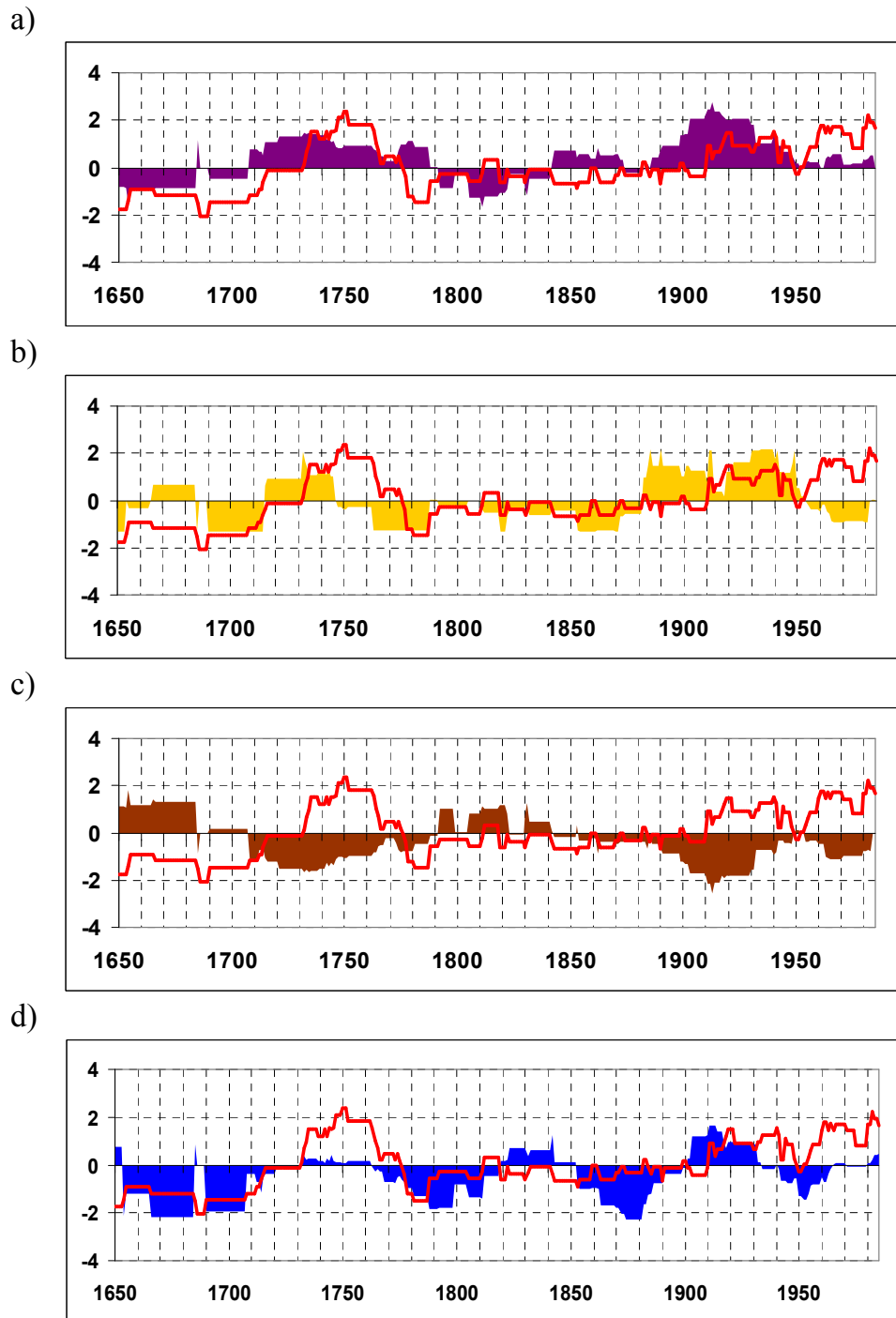
### Muster Omegalage ( $\Omega^{500\text{hPa}}$ )

Das Muster  $\text{AK}^{\text{SLP}}$  korreliert stark mit dem 500 hPa Muster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  (vgl. Abb. 5.42, PC #2). Dieses Muster tritt besonders deutlich während der hochwasserreichen Phase um 1750 in Erscheinung, wie Abbildung 5.52 entnommen werden kann. Zwischen den Jahren 1730 und 1820 kann eine hohe musterinterne Variabilität indiziert werden. Während einer ersten Subphase (1730 – 1760) innerhalb der Zeitreihe 1659 – 1999 kommt das allgemeine Muster in reduzierter Anzahl bei starker Hochwasserrelevanz vor. Die anschließende Subphase mit Ende um 1820 zeigt ein gegenteiliges Verhalten. Das häufige allgemeine Auftreten von  $\Omega^{500\text{hPa}}$  wird von stark reduzierter Hochwasserrelevanz begleitet.



**Abb. 5.52:** Index H, standardisiert nach führenden PC-Ladungen für das allgemeine Muster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  (blaue Kurve) und für das Muster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  im Hochwasserfall (rote Kurve), Zeitreihe 1659 – 1999 Sommer BAV

Analog der zeitlichen Entwicklung von  $\text{AK}^{\text{SLP}}$  kann  $\Omega^{500\text{hPa}}$  für die Phase um 1750 mit deutlich positivem V Index in Verbindung gebracht werden. Index I weicht von den bisher beschriebenen Ausprägungen deutlich ab. Die hochwasseraktiven Phasen können z. T. mit positiven Indexwerten in Beziehung gestellt werden (vgl. Abb. 5.53, nächste Seite).



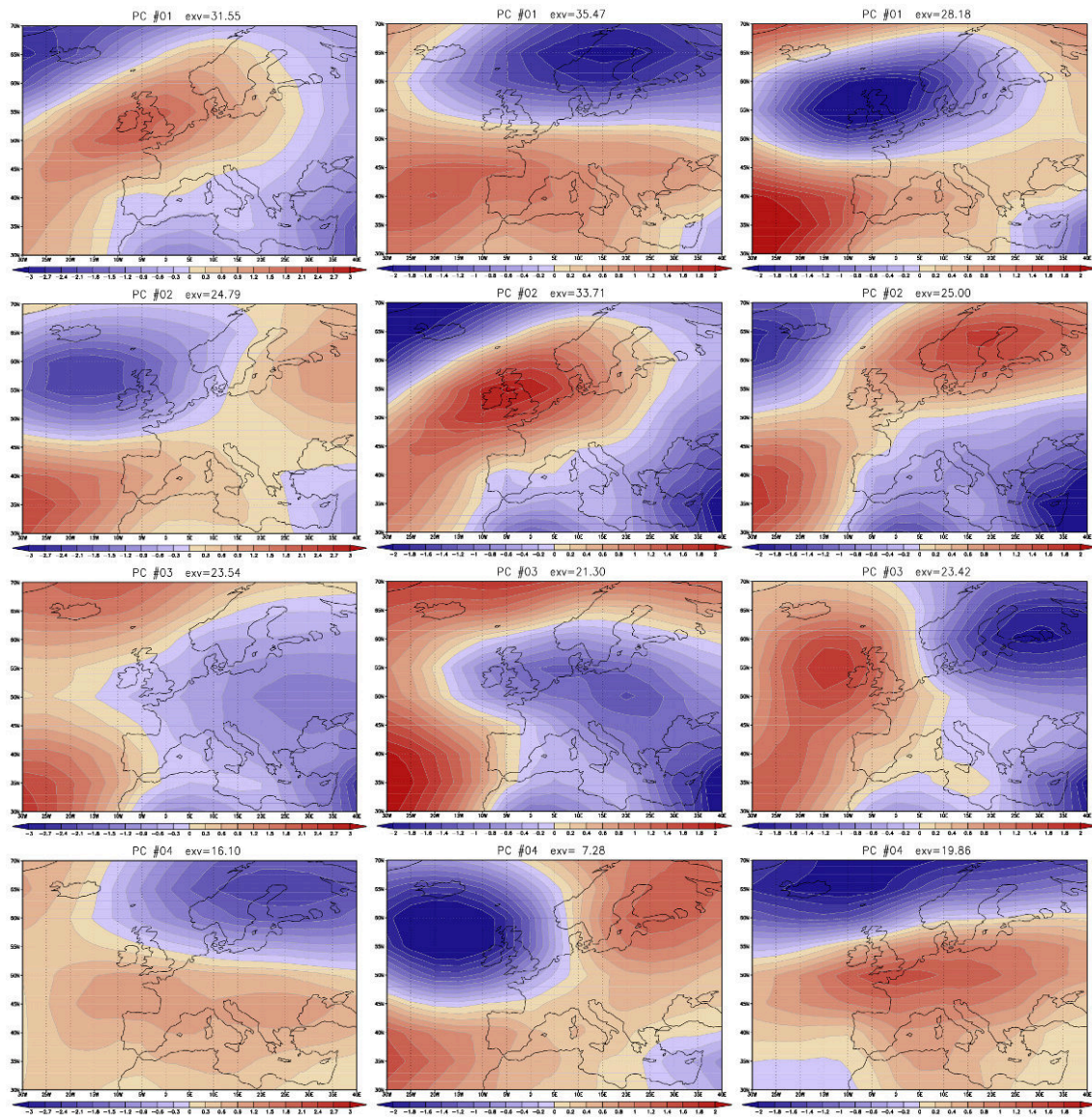
**Abb. 5.53:** Standardisierte Indizes der Parameter Vorticity (a), Intensität (b), Temperatur (c) und Niederschlag (d) für das hochwassergekoppelte Muster  $\Omega^{500hPa}$  Zeitreihe 1658 – 1999 Sommer BAV. Rote Kurve: Index H, standardisiert für das hochwassergekoppelte Muster  $\Omega^{500hPa}$

Abschließend lässt sich für das in Abbildung 5.42 dargestellte Muster „Höhen-trog Mitteleuropa“<sup>500hPa<sub>acc</sub></sup> (PC #3, linke Seite) konstatieren, dass nur für die Jahre 1937 bis 1940 eine Hochwasserrelevanz anhand führender Ladungen bestimmt werden konnte. Dementsprechend wird auf eine graphische Darstellung der Indizes verzichtet. Für dieses Muster lässt sich aber eine Auffälligkeit hervorheben:

die Erklärungsvarianz der führenden Ladungen liegt bei nahezu 100%. Ähnlich hohe Varianzen werden innerhalb der gesamten Zeitreihe generell nicht erreicht.

### **5.7.5 Differenzierung der hochwasserrelevanten Zirkulationsdynamik im BAV für die Sommermonate Juni, Juli und August**

Die vorhergehende Auswertung der Luftdruckfelder nach saisonalen Aspekten (vgl. Kapitel 5.7.4/5.7.3) gewährleistet einen durchgehenden Vergleich der hochwasserrelevanten Zirkulationsdynamik zwischen den Jahren 1500 – 1999 im BAV. Die Datenbasis für diesen Arbeitsschritt stellen die Luftdruckfelder nach Luterbacher et al. (2002a) dar (vgl. Kapitel 4.1.4), die vor dem Jahr 1659 nur saisonal aufgelöst vorliegen. Deshalb erfolgt an dieser Stelle eine Analyse ausschließlich auf Basis der monatlich aufgelösten Luftdruckfelder, die ab 1659 (bis 1999) vorliegen. In die Hauptkomponentenanalyse der hochwassergekoppelten Luftdruckfelder sind für den Juni 52, den Juli 73 und den August 63 Hochwasserfälle (Eingangsvariablen) eingeflossen. Für das SLP-Luftdruckniveau konnten jeweils vier t-modal bestimmte Hauptkomponenten extrahiert werden (vgl. Kapitel 4.4.3). Die daraus gewonnenen räumlichen Muster unterscheiden sich hinsichtlich der Erklärungsanteile und einer hohen zeitlichen Variabilität, die abschließend in Form von Häufigkeitsindizes visualisiert werden. In Abbildung 5.54 sind die Scores der hochwassergekoppelten SLP-Hauptkomponenten der Sommermonate von links (Juni) nach rechts (August) dargestellt.



**Abb. 5.54:** Gegenüberstellung der Scores der Hauptkomponenten  $SLP^{HW}$  zwischen 1650 – 1999 für das BAV. Von oben nach unten: PC #1 bis PC #4 für die Monat Juni (linke Spalte), Juli (mittlere Spalte) und August (rechte Spalte) (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

Die extrahierten PCs für den Monat Juni besitzen einen Gesamterklärungsanteil von 97% (vgl. Abb. 5.54 links). Die führende Hauptkomponente ist das Muster  $AK^{SLP}$  (PC #1, exv.: 32%) mit einem Hochdruckzentrum über den Britischen Inseln. An zweiter Stelle folgt das Zirkulationsmuster Tief Nordatlantik ( $TNA^{SLP}$ ) mit einem Gesamtvarianzerklärungsanteil von 25%. Die dritte Hauptkomponente (exv.: 24%) bildet ein Zirkulationsmuster mit einem Tief über Russland ab ( $TR^{SLP}$ ), das in einer nördlichen Anströmungsrichtung über dem BAV resultiert. Das Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  (PC #4, exv.: 16%) resultiert im Untersuchungsraum in einer westlichen Lage.

Der Monat Juli zeigt weitgehend analoge Muster bei leicht abweichenden Erklärungsanteilen und dementsprechend geänderter Reihenfolge. Das Muster  $TF^{SLP}$

(PC #1, exv.: 35%) steht an erster Stelle, es folgen die Zirkulationsmuster  $AK^{SLP}$  (PC #2, exv.: 34%) und  $TR^{SLP}$  (PC #3, exv.: 21%). Die ersten drei PCs weisen verhältnismäßig hohe Erklärungsanteile an der Gesamtvarianz auf. Ein auffälliger Unterschied zu den Monaten Juni und August stellt PC #4 dar, der Erklärungsanteil beträgt nur 7%. Die Scores dieser Hauptkomponente bilden ein Zirkulationsmuster mit einem Tief nordwestlich der Britischen Inseln und mit einem Hochdruckzentrum über dem östlichen Skandinavien ab und wurden mit der Abkürzung  $TNA^{SLP}$  (Tief Nordatlantik) belegt. Diese Hauptkomponente manifestiert sich ausschließlich in den Ergebnissen der PCA für die Juli-Luftdruckfelder. Der verhältnismäßig geringe Erklärungsanteil für das Muster  $TNA^{SLP}$  kann als Hinweis auf einen Modus mit positiver NAO während der Julimonate gedeutet werden.

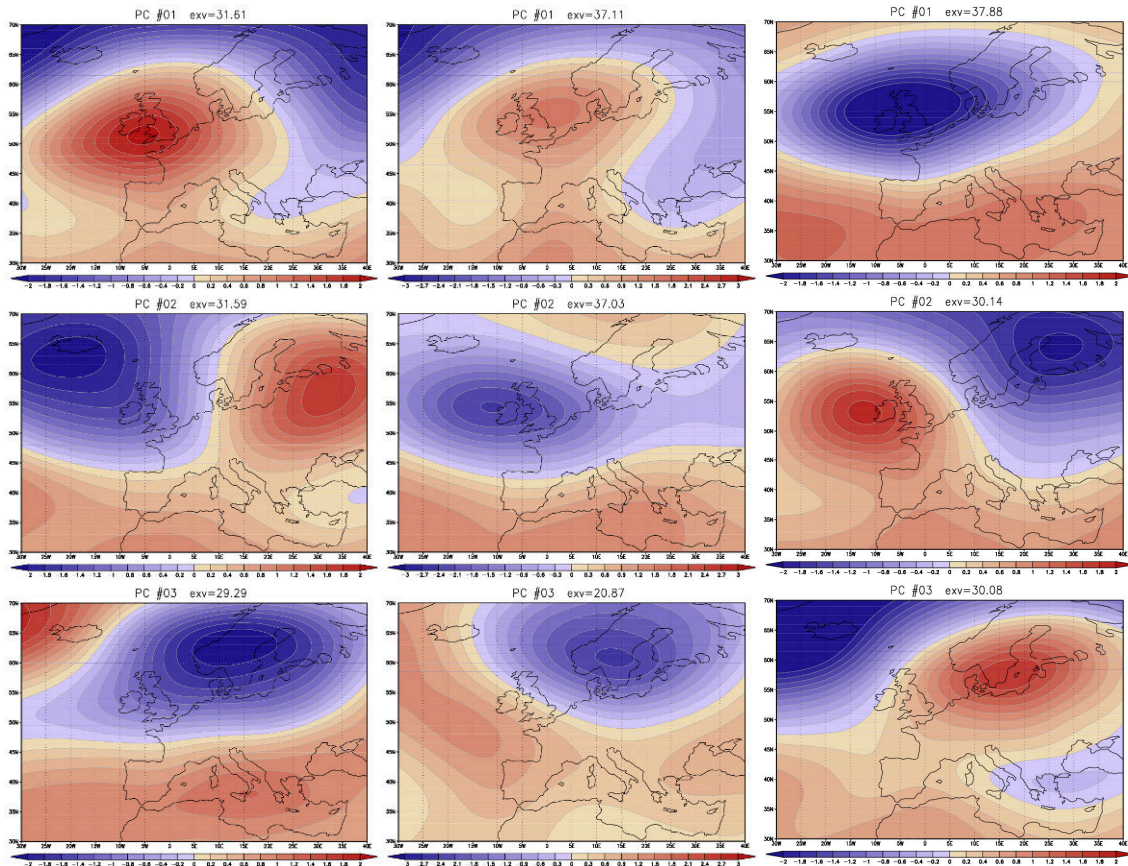
Die Rahmenbedingungen für die Hochwassergenese im August werden durch die bereits beschriebenen Zirkulationsmuster  $TGB^{SLP}$  (PC #1, exv.: 28%) und  $TR^{SLP}$  (PC #3, exv.: 23%) dargestellt. Daneben zeigt sich in den Scores von PC #2 ein Zirkulationsmuster mit einer Hochdruckbrücke über Mitteleuropa (im Folgenden als  $BM^{SLP}$  abgekürzt) mit einem Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz von 25%. Die Scores von PC #4 zeigen ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa, Abk.  $HME^{SLP}$  (PC #4, exv.: 20%). Das Muster  $BM^{SLP}$  stellt eine Strömungskonfiguration dar, deren Ausprägung in dieser Form nur für den August beschrieben werden kann. Das Muster  $AK^{SLP}$  der saisonalen Auswertung zeigt im weitesten Sinne ein ähnliches Muster (vgl. Kapitel 5.7.3). Die synoptische Genese zum Hochwasser im August 2002 steht in engem Zusammenhang mit der Großwetterlage BM.

Zusammenfassend lässt sich hervorheben: das Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  für den Juli (PC #1) besitzt innerhalb der Sommermonate den höchsten Erklärungsanteil an den hochwasserrelevanten atmosphärischen Rahmenbedingungen. Dieses Muster resultiert im Untersuchungsraum in westlichen Lagen, analoge Strömungsverhältnisse können auch für die PC #4 der Juni- ( $TF^{SLP}$ ) und PC #4 ( $HME^{SLP}$ ) der August-Luftdruckfelder bei stark verringertem Erklärungsanteil indiziert werden. Diese Muster lassen sich mit positiver NAO in Zusammenhang bringen. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Jacobeit et al. (2004) für Mitteleuropa ist die Bedeutung nördlicher Lagen für die Hochwassergenese im BAV hervorzuheben: die Strömungskonfiguration  $TR^{SLP}$  (jeweils PC #3, vgl. Abb. 5.54) ist mit Erklärungsanteilen von > 20% an der atmosphärischen Rahmenbedingung der Hochwasserentstehung im BAV beteiligt.

Für die hochwassergekoppelten Luftdruckfelder der 500 hPa-Niveaus lassen sich jeweils drei Hauptkomponenten je Sommermonat extrahieren, deren räumliche Ausprägung in Abbildung 5.55 dargestellt ist. Die Scores der ersten Hauptkomponente für die Monate Juni und Juli, die Erklärungsanteile an der Gesamtvarianz liegen bei 32% bzw. 37%, resultieren in einer Omegalage mit Hochdruckzentrum über den britischen Inseln (Abk.:  $\Omega^{500hPa}$ ), im August ist ein Höhentief über den Britischen Inseln ( $TGB^{500hPa}$ , exv.: 38%) auszumachen. Die Hochwas-



serrelevanz von Omegalagen ist abhängig von der Lage des zentralen Hochdruckgebietes und der dadurch definierten Lage der flankierenden Gebiete mit Tiefdruck: bildet sich ein nordwärts expandierender Hochdruckkeil über dem Nordatlantik aus, dann kann Deutschland respektive das BAV in den Einflussbereich kühl/feuchter Verhältnisse gelangen, die in nördlichen Lagen resultieren (vgl. Abb. 5.55 PC #1, linke und mittlere Spalte).



**Abb. 5.55:** Gegenüberstellung der Scores der Hauptkomponenten 500 hPa Niveau Scores<sup>HW</sup> PC #1 bis PC #3 für die Monate Juni (linke Spalte), Juli (mittlere Spalte) und August (rechte Spalte) Zeitreihe 1659 – 1999 BAV (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

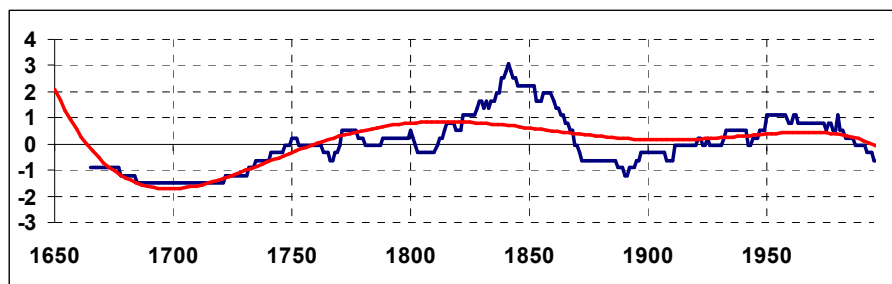
PC #2 zeigt für den Monat Juni eine Winkelwestlage mit 32% Anteil an der Gesamterklärungsvarianz, die sich in einem markantem Trog nordwestlich der Britischen Inseln und einem stromabwärts gelegenen Hochdruckzentrum über Nordosteuropa manifestiert (Abk.: WW<sup>500hPa</sup>). Die Luftdruckkonstellation nach Scores der PC #2 für den Juli wird durch ein Tief über den Britischen Inseln repräsentiert (exv.: 37%). Die Scores PC #2 August zeigen ein blockierendes Hoch über den Britischen Inseln und eine daraus resultierende nördliche Anströmung innerhalb des BAV bei einem Erklärungsanteil von 30% an der Gesamtvarianz (Abk.: HGB<sup>500hPa</sup>). Die dritte Hauptkomponente zeigt mit einem Muster TF<sup>500hPa</sup> (Tief Fennoskandien) ähnliche Zirkulationsverhältnisse für die Monate Juni (exv.: 29%) und Juli (exv.: 21%), die hochwasserrelevanten Zirkulationsverhält-

nisse im August zeigen ein ausgeprägtes Hoch über Fennoskandien (Abk.:  $HF^{500hPa}$ , exv.: 30%).

### 5.7.6 Zeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster der Monate Juni, Juli und August für das BAV zwischen 1659 – 1999

Dieser Arbeitsschritt trägt dazu bei, die Hochwassergeschichte des BAV in verbesserter zeitlicher Auflösung zu analysieren. Ab 1659 kann die Zirkulationsdynamik des nordatlantisch/europäischen Raumes auf monatlicher Basis untersucht werden. Damit wird dem Qualitätssprung der rekonstruierten Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) zwischen saisonaler und monatlicher Auflösung Rechnung getragen. Analog den vorhergegangenen Arbeitsschritten wird den auf führenden Ladungen basierenden Häufigkeitsindizes die standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz vorangestellt. Auf weitere t-Testanalysen wird verzichtet.

In Abbildung 5.56 ist die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit für die Juni-Monate 1659 – 1999 dargestellt. Der Zeitreihenbeginn ist durch eine stark reduzierte Hochwasserhäufigkeit, die zeitlich mit dem Maunder Minimum zusammenfällt, gekennzeichnet. Ab 1730 nimmt die Hochwasseraktivität deutlich zu. Unter Berücksichtigung der extrem hochwasserreichen Phase zwischen 1810 und 1870 lässt sich eine weitere hochwasseraktive Phase zwischen den Jahren 1730 und 1800 erkennen. Um 1890 wird ein deutliches Minimum der Hochwasserfrequenz erreicht. Eine ausgeprägte Zunahme der Hochwasseraktivität findet nach 1930 statt, diese Phase endet um 1980.



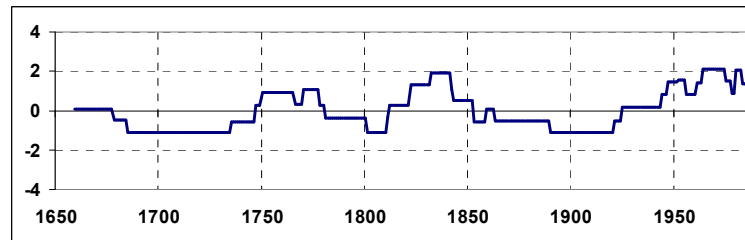
**Abb. 5.56:** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Juni-Monate (blaue Kurve) für das BAV 1659 – 1999; Rote Kurve: Polynom 5. Grades.

In Abbildung 5.57 sind die Zeitkoeffizienten der hauptkomponentenanalytisch extrahierten Zirkulationsmuster für die Monate Juni anhand führender Ladungen dargestellt. Das Muster  $AK^{SLP}$  - Hochdruckkeil über Mitteleuropa (PC #1) - besitzt für alle drei Phasen der Hochwasseraktivität große Bedeutung.  $AK^{SLP}$  ist das einzige Muster, das auch zu Ende der Zeitreihe Hochwasserrelevanz besitzt (vgl. Abb. 5.57a). Für das Muster  $TNA^{SLP}$  (Tief Nordatlantik, PC #2) kann vor allem um die Jahre 1850 und 1950 eine gesteigerte Hochwasserrelevanz indiziert werden (vgl. Abb. 5.57b). PC #3 ( $TR^{SLP}$ ) tritt vor dem 19. Jh. kaum in Erscheinung.

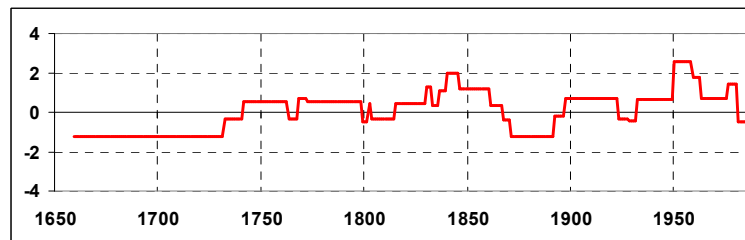


Die atmosphärischen Rahmenbedingungen, die diese Hauptkomponente repräsentieren, manifestieren sich hauptsächlich während der extrem hochwasserreichen Phase mit Maximum um 1840 (vgl. Abb. 5.56). Während der ersten Hälfte des 20. Jh.s gewinnt dieses Zirkulationsmuster nochmals an Bedeutung. Die Hochwasserrelevanz von  $TF^{SLP}$  (PC #4) ist ausschließlich auf die Übergangsphase „Kleine Eiszeit“ und „Modernes Klimaoptimum“ beschränkt und spielt zuvor und danach keine Rolle.

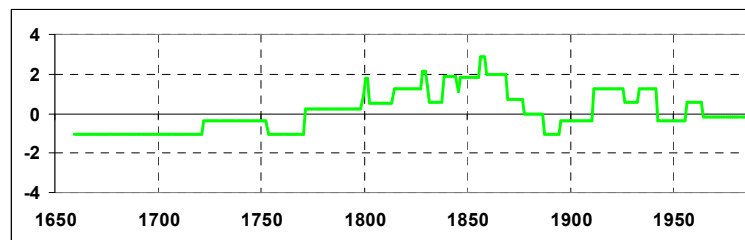
a)



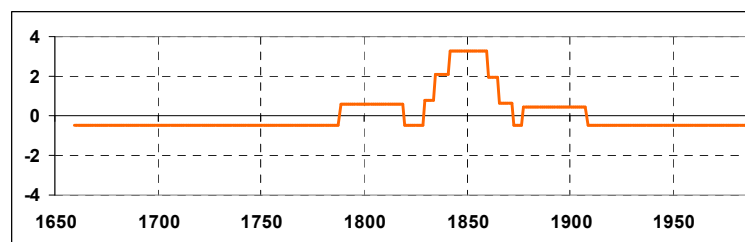
b)



c)

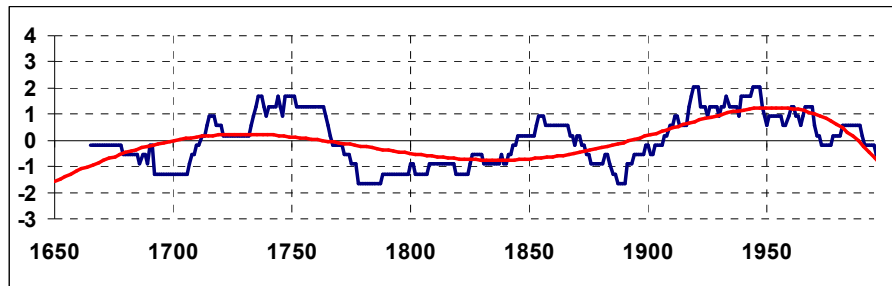


d)



**Abb. 5.57:** Index H (standardisiert) für die hochwassergekoppelten Muster  $AK^{SLP}$  (a),  $TNA^{SLP}$  (b),  $TR^{SLP}$  (c) und  $TF^{SLP}$  (d); Zeitreihe Juni BAV 1659 – 1984

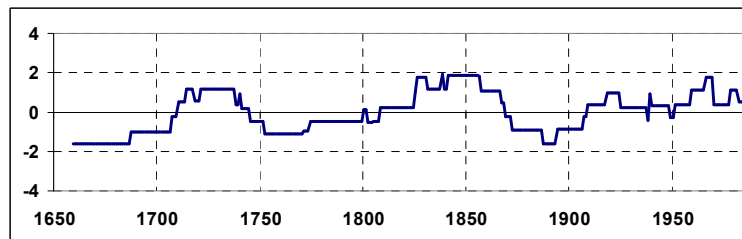
In Abbildung 5.58 ist die 31-jährige Hochwasserhäufigkeit für den Monat Juli zwischen 1659 und 1984 dargestellt. Die Hochwasserentwicklung unterscheidet sich deutlich von der Entwicklung im Monat Juni. Der Juli wird von hochwasseraktiven Phasen um 1750 und ab Beginn des 20. Jh.s dominiert. Eine reduzierte Hochwasserphase kann nach 1850 indiziert werden.



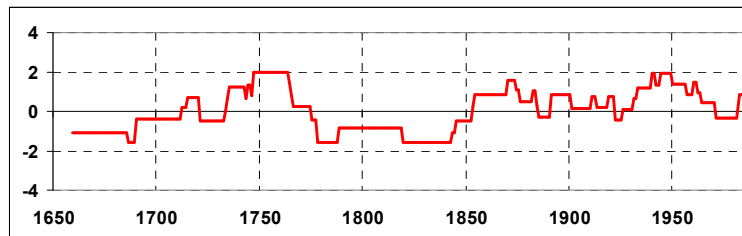
**Abb. 5.58:** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der Juli-Monate (blaue Kurve) für das BAV 1659 – 1999; Rote Kurve: Polynom 5. Grades.

Während das Muster  $TF^{SLP}$  im Juni nur eine untergeordnete Rolle spielt, tritt die Bedeutung während des Julis, hier PC #1, in den Vordergrund. Besonders ausgeprägt ist der Zeitkoeffizient um das Ende der „Kleinen Eiszeit“ zwischen 1830 – 1860.

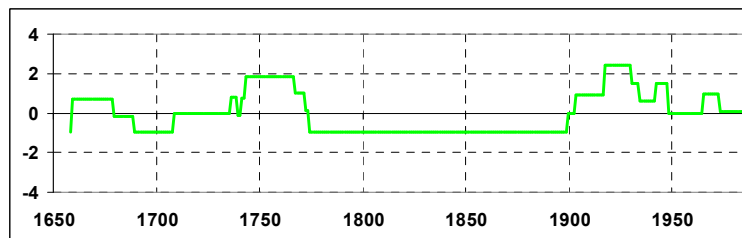
a)



b)



c)

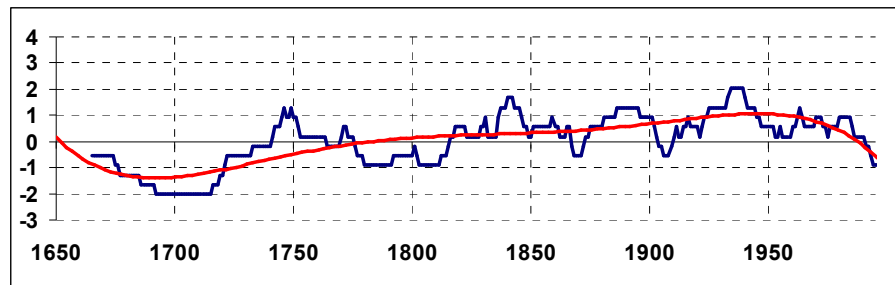


**Abb. 5.59:** Index H (standardisiert) für die hochwassergekoppelten Muster  $TF^{SLP}$  (a),  $AK^{SLP}$  (b) und  $TR^{SLP}$  (c); Zeitreihe Juli BAV 1659 – 1984

Das Muster  $AK^{SLP}$  zeigt um 1750, zur Mitte der zweiten Hälfte des 19. Jh.s, und um 1950 Hochwasserrelevanz für das BAV. Auffällig ist die stark reduzierte Auftretsfrequenz, während im BAV generell die hochwasserreichste Phase verzeichnet ist. Das Muster  $TR^{SLP}$  (PC #3) spielt während der Übergangsphase zwischen 1780 und 1900 keinerlei Rolle für die Hochwassergenese.  $TR^{SLP}$  tritt wäh-

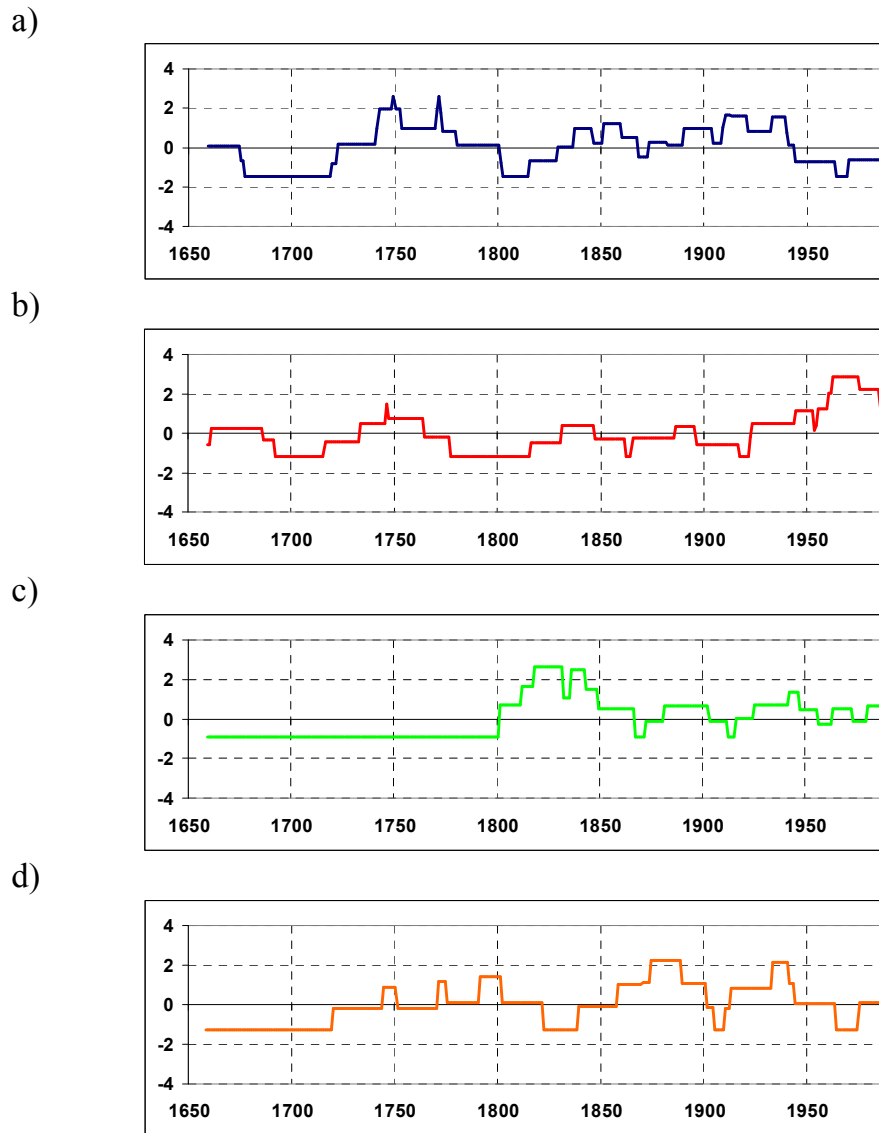
rend der ersten und dritten Hochwasserphase der zugrundeliegenden Zeitreihe hochwasserwirksam in Erscheinung. Der Hauptkomponente #4,  $TNA^{SLP}$  kommt zu Beginn der Zeitreihe eine nur untergeordnete Bedeutung zu, auf eine Visualisierung des Zeitkoeffizienten wurde verzichtet.

In Abbildung 5.60 ist die 31-jährige Hochwasserfrequenz der Augustmonate dargestellt. Der Kurvenverlauf zeigt keine ausgeprägten Hochwasserphasen, wie sie für die Monate Juni und Juli hervortraten. Mit der hochwasseraktiven Phase zwischen 1870 – 1910 zeigt die gleitende Hochwasserfrequenz des Augusts eine Ausprägung, die in eine Phase genereller Hochwasserarmut im BAV fällt (vgl. Abb. 5.43). Insgesamt lässt sich von einer weitgehend gleichmäßigen Verteilung der Hochwasserereignisse im August sprechen. Hochwasserarme Phasen können zeitgleich mit der reduzierten Solaraktivität während des Maunder und des Dalton Minimums indiziert werden.



**Abb. 5.60:** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit der August-Monate (blaue Kurve) für das BAV 1659 – 1999; Rote Kurve: Polynom 5. Grades.

Das Muster  $TGB^{SLP}$ , ein Tiefdruckgebiet über Großbritannien, tritt in Zusammenhang mit Hochwasserereignissen im BAV um 1750, nach 1850 und nochmals um die 1930er Jahre besonders in Erscheinung (vgl. Abb. 5.61, a). Die Hochdruckbrücke über Mitteleuropa ( $BM^{SLP}$ ) hat ein gering ausgeprägtes Maximum vor 1720, es folgen weitere ebenfalls schwach ausgeprägte Phasen erhöhten Auftretens um 1830 – 1840 und 1880 – 1890. Zu Ende der Zeitreihe kann eine deutliche Auftrittszunahme ab 1960 indiziert werden (vgl. Abb. 5.61, b). Die Nordlage  $TR^{SLP}$  tritt erstmals zu Beginn des 19. Jh.s in Zusammenhang mit Hochwasserereignissen in Erscheinung (vgl. Abb. 5.61, c). Zwischen 1800 und 1850 besitzt diese Strömungskonfiguration eine ausgesprochen hohe Hochwasserrelevanz, die im weiteren Verlauf der Zeitreihe abnimmt. Die Hochwasserrelevanz von  $HME^{SLP}$  ist vor allem in der zweiten Hälfte des 19. Jh.s und zwischen 1910 bis 1940 ausgeprägt. Besonders auffällig zeigt sich das Muster  $HME^{SLP}$  während der generell hochwasserarmen Phase nach 1870 (vgl. Abb. 5.61, d). Für diesen Zeitabschnitt besitzt dieses Muster eine vergleichsweise überproportionale Auftrittsfrequenz.



**Abb. 5.61:** Index H (standardisiert) für die hochwassergekoppelten Muster TGB<sup>SLP</sup> (a), BM<sup>SLP</sup> (b), TR<sup>SLP</sup> (c) und HME<sup>SLP</sup> (d); Zeitreihe August BAV 1659 – 1984

Während der Junimonate können für alle Zirkulationsmodi stark reduzierte H-Indexwerte bis zu Beginn des 19. Jh.s indiziert werden (s. Abb. 5.57). Dem gegenüber steht die Entwicklung der hochwasserrelevanten Zirkulation im Juli. Generell lassen sich auch für den Juli, zeitgleich mit dem Maunder Minimum, relativ geringe H-Indexwerte ausmachen. Die Indizes H für den Juli verzeichnen aber bereits nach 1710 eine deutlichen Zunahme (vgl. Abb. 5.61a und b). An der hochwasserreichen Phase mit Beginn um 1730 sind alle diskutierten Zirkulationsmuster (TGB<sup>SLP</sup>, BM<sup>SLP</sup>, TR<sup>SLP</sup> und HME<sup>SLP</sup>); deutlich beteiligt. Auch während der Augustmonate ist die Hochwasserrelevanz der ersten beiden dominanten Zirkulationsmuster ab 1730 gesteigert.

Auf eine Darstellung der Häufigkeitsindizes für die Zirkulationsmuster des 500 hPa- Niveaus wird verzichtet. Die in Abbildung 5.54 abgebildeten Modi haben nach Auswertung der Zeitkoeffizienten eine weitgehende Übereinstimmung mit

Zeitkoeffizienten des SLP-Luftdruckniveaus (vgl. Abb. 5.57, 5.59 und 5.61). Die Zeitkoeffizienten der Junimuster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  und  $\text{AK}^{\text{SLP}}$ ,  $\text{MW}^{500\text{hPa}}$  und  $\text{TNA}^{\text{SLP}}$  sowie  $\text{TF}^{500\text{hPa}}$  und  $\text{TR}^{\text{SLP}}$  zeigen weitgehend analoge Entwicklungen. Gleiches gilt für die Julimuster  $\Omega^{500\text{hPa}}$  und  $\text{TF}^{\text{SLP}}$ ,  $\text{TGB}^{500\text{hPa}}$  und  $\text{AK}^{\text{SLP}}$  sowie  $\text{TF}^{500\text{hPa}}$  und  $\text{TR}^{\text{SLP}}$ . Für den August ist die zeitliche Entwicklung der Zeitkoeffizienten  $\text{TGB}^{500\text{hPa}}$  und  $\text{TGB}^{\text{SLP}}$  sowie  $\text{HF}^{500\text{hPa}}$  und  $\text{HME}^{\text{SLP}}$  annähernd deckungsgleich. Der PC #2  $\text{MW}^{500\text{hPa}}$  August konnte kein H-Index des SLP-Luftdruckniveaus zugeordnet werden.

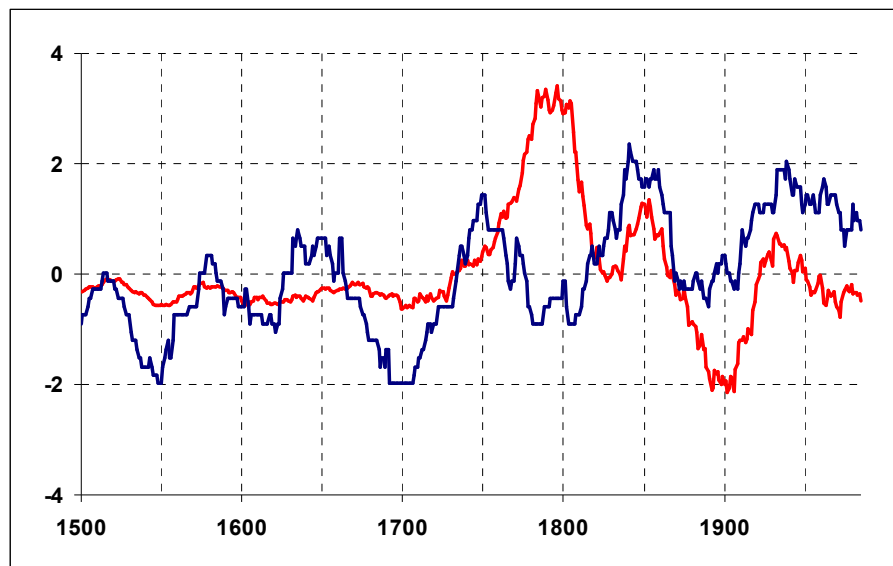
### 5.7.7 Die Nordatlantische Oszillation in Kontext der Hochwasserschichte des BAV während der Sommermonate

Dieser Arbeitsschritt will klären, in wie weit die Hochwasserentwicklung im BAV mit der Variabilität der NAO in Zusammenhang gebracht werden kann. Datengrundlage dieser Gegenüberstellung sind die 31-jährigen gleitenden saisonalen Zeitreihen „Hochwasser Sommer BAV“, die Hochwasserzeitreihen der einzelnen Sommermonate BAV (Juni, Juli, August) und die in zeitlicher Auflösung entsprechenden Indexwerte der NAO (vgl. Luterbacher et al. 2002b). Der rekonstruierte NAO-Index unterliegt zu Beginn der Zeitreihe (1500) qualitativen Schwächen, die in der geringen Anzahl zur Verfügung stehender historischer Daten bzw. Prädiktoren begründet sind. Mit dem Lauf der Zeit steigt die Anzahl der Prädiktoren und die Güte der Rekonstruktionen. Die verlässlichsten Werte konnten für den Winter bzw. die Wintermonate berechnet werden, die Rekonstruktionsergebnisse für die Sommermonate werden nach Luterbacher et al. (2002b) erst ab 1720 als aussagekräftig bezeichnet. Die NAO unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen, die im klimatischen Jahresgang begründet liegen. Im nordatlantischen Raum ist die NAO eines der dominierenden Telekonnektionsmuster, das die regionale Ausprägung sämtlicher Klimaparameter steuert. Diese Bedeutung nimmt während der Sommermonate ab (vgl. Kapitel 3.2.2). Die Sommermonate unterliegen verhältnismäßig starken autochthonen Bedingungen, die beispielsweise in thermischen Prozessen resultieren können. Der Transport feuchter Luftmassen, der während der Wintermonate häufig an die Westwinddrift gebunden ist, verliert in den Sommermonaten an Bedeutung. Die NAO der Wintermonate kann aber zur Hochwassergenese der (frühen) Sommermonate beitragen. Gleiches gilt auch für die Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst. Je nach Ausprägung der NAO können assoziierte Wetterlagen in vermehrter bzw. verminderter Schneeretention in den Hochlagen der Einzugsgebiete resultieren.

Der Korrelationskoeffizient zweier Zeitreihen ist abhängig vom Grad der jeweils datensatzinhärenten Autokorrelation. Dieses Problem kann durch Schätzung der Persistenz für die autokorrelierten Zeitreihen umgangen werden. Auf der Grundlage einer effektiven Stichprobengröße lassen sich Aussagen treffen, die nach Schätzung der Persistenz keiner Autokorrelation unterliegen (vgl. Werner 2002). Für die folgenden Korrelationen wurde der Pearsonkoeffizient sowohl ohne Berücksichtigung der Autokorrelation als auch für eine geschätzte effektive Stich-

probengröße, berechnet (vgl. Kapitel 4.4.1). Die Korrelationskoeffizienten wurden auf Signifikanz auf dem 0,01  $\alpha$ -Level hin getestet. Die qualitativ visuelle Darstellung der Zeitreihen wird jeweils um die quantitativen Ergebnisse der berechneten Korrelationen ergänzt.

In Abbildung 5.62 ist die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit „Sommer BAV“ dem methodischen Pendant des NAO-Index Sommer gegenübergestellt. Für einzelne Zeitabschnitte fällt eine erhöhte Übereinstimmung des Kurvenverlaufs auf. Besonders auffällig ist diese Parallelität ab 1830.

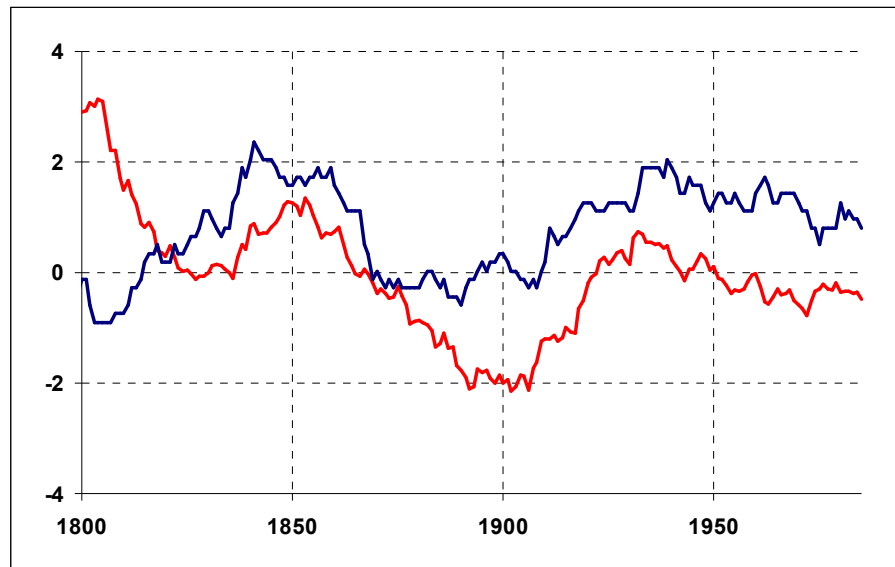


**Abb. 5.62:** Gegenüberstellung der 31-jährig gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Sommer (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index im Sommer (rote Kurve) Zeitreihe 1500 – 1999

Die Zeitreihen „Sommer BAV“ und „Sommer NAOI“ wurden exemplarisch nach 100-jährigen Zeitintervallen analysiert. Für die Intervalle 1600 – 1699, 1700 – 1799 und 1800 – 1899 konnten keine signifikanten Zusammenhänge aufgezeigt werden. Die Intervalle 1500 – 1599 und 1900 – 1999 zeigen jeweils (hoch-) signifikante Zusammenhänge zwischen der NAO und der Hochwasserfrequenz im BAV mit  $r = 0,78$  bzw.  $r = 0,65$  (jeweils bei  $\alpha = 0,01$ ). Verschiebt man das Zeitintervall um 50 Jahre, lässt sich für die Jahre 1650 – 1749 ebenfalls ein hochsignifikanter Zusammenhang indizieren ( $r = 0,8$ ,  $\alpha = 0,01$ ). Die hohe Signifikanz wird in allen aufgeführten Fällen auch anhand der geschätzten effektiven Werteanzahl bestätigt. Daraus folgt: Die berechneten Korrelationskoeffizienten sind von der Autokorrelation unabhängig.

Besonders ausgeprägt ist die gemeinsame Entwicklung der Zeitreihen ab 1830, die in Abbildung 5.63 separiert vorgestellt wird. Innerhalb des Zeitraums 1800 – 1999 tritt deutlich ein Vorzeichenwechsel um 1820 hervor, dieser Zeitpunkt fällt mit dem Beginn der Übergangsphase zwischen dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ und dem „Klimaoptimum der Moderne“ zusammen. Für den Zeitabschnitt 1830 –

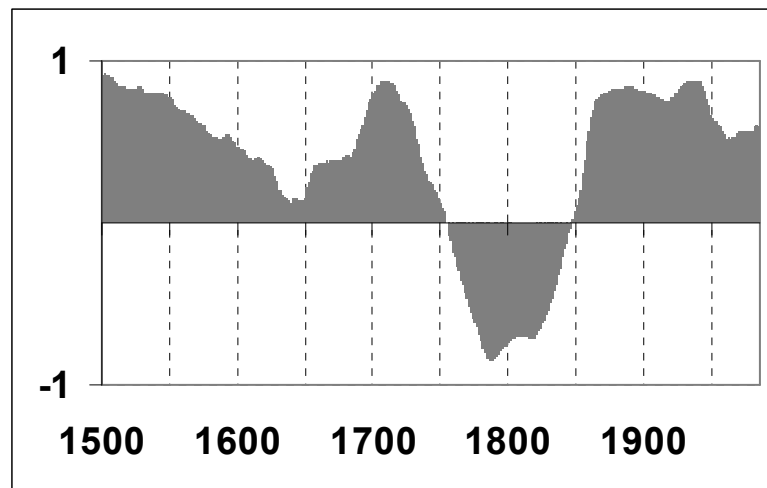
1990 kann eine hochsignifikante Korrelation von  $r = 0,8$  mit  $\alpha = 0,01$  indiziert werden. Die hohe Signifikanz wird ebenfalls unter Berücksichtigung effektiver Werteanzahlen erzielt.



**Abb. 5.63:** Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Sommer (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index im Sommer (rote Kurve) Zeitreihe 1800 – 1999

Mit diesem Ergebnis kann eine hochsignifikante Korrelation zwischen der Nordatlantischen Oszillation und der Hochwassergenese im BAV auf saisonaler Basis für die Jahreszeit Sommer zwischen den Jahren 1830 – 1990 indiziert werden.

Die hohe Variabilität der nordatlantischen Luftdruckschaukel für die Hochwasserentstehung im BAV während der Sommermonate wird in Abbildung 5.64 anhand eines Pearson-Korrelationskoeffizienten für gleitende 100-jährige Fenster dargestellt. Trotz der inhärenten Autokorrelation lässt sich ein Indiz für die Variabilität der Hochwasserrelevanz der Nordatlantischen Oszillation zur Korrelation NAO/Hochwasserfrequenz darstellen. In die Berechnung sind jeweils die standardisierten 31-jährigen gleitenden Mittel der Zeitreihen „Hochwasser BAV Sommer“ und „NAOI Sommer“ eingeflossen. Die Ausprägung der Korrelation NAO Index/Hochwasserfrequenz besitzt per se keine Aussagekraft über direkt Hochwasser begünstigende Faktoren, wie der Vergleich in Abbildung 5.64 zeigt. Hochwasserreiche respektive –arme Phasen lassen sich im Verlauf der Zeitreihe mit wechselnden Verhältnissen in Beziehung setzen. Die hochwasserarmen Phasen  $NQ3^{\text{Sommer BAV}}$  (1531 – 1569) und  $NQ5^{\text{Sommer BAV}}$  (1676 – 1729) können mit hoher positiver Korrelation in Zusammenhang gebracht werden. Demzufolge ist eine niedrige Hochwasserauftrittsfrequenz mit einem negativen NAO-Index gekoppelt. Eine meridionalisierte Westdrift mit abgeschwächter Zonalkomponente stellt demzufolge während dieser Phasen keine Zirkulationssituation dar, die Hochwasserereignisse im BAV fördert. Gleichzeitig findet der Rückgang der Hochwasserfrequenz um 1800 ( $NQ6^{\text{Sommer BAV}}$ ) bei negativer Korrelation statt.

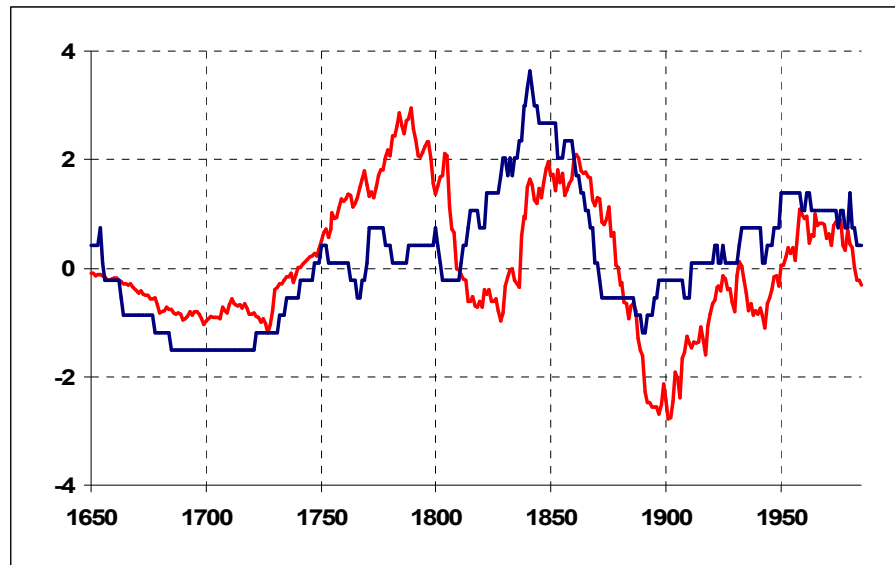


**Abb. 5.64:** Korrelationskoeffizient der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV und NAOI für den Sommer nach Pearson über 100-jährige gleitende Fenster Zeitreihe 1500 – 1999.

Dementsprechend ist ein positiver NAO-Index in Zusammenhang mit niedriger Hochwasseraktivität im BAV zu sehen. Das widerspricht dem formulierten Zusammenhang zwischen NAO und Hochwasserfrequenz im BAV während der minimierten Hochwasseraktivität um 1550 und 1700. Analog zu dieser Feststellung folgern Casty et al. (2005), anhand der Korrelation winterlicher Niederschläge und der NAO, dass die Alpen einem zeitlich variierenden Einfluss der NAO unterliegen (vgl. Kapitel 3.2.2). Daraus folgt, dass neben der NAO weitere dynamische Steuerungselemente die Hochwassergenese begünstigen bzw. minimieren können.

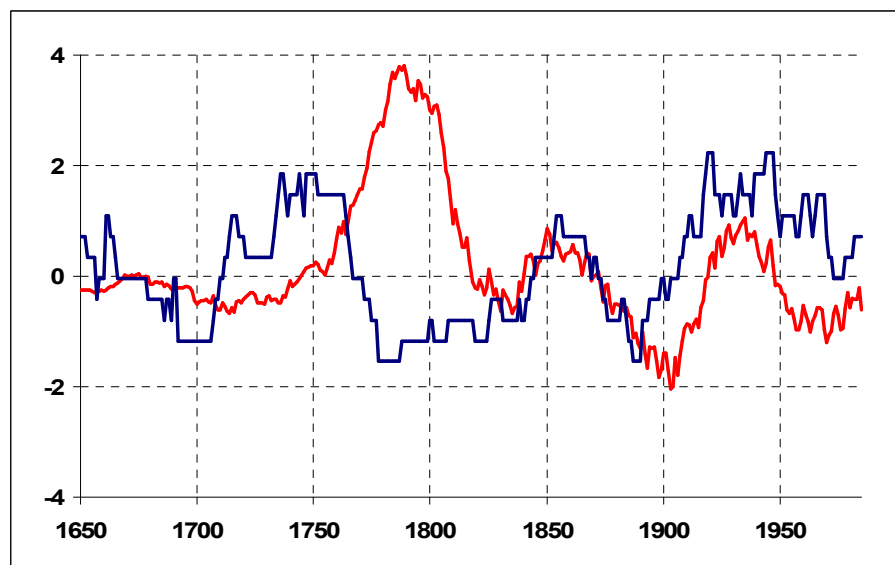
Im Folgenden wird die zeitliche Auflösung der Korrelation zwischen NAO Index und Hochwasserfrequenz im BAV auf eine monatliche Basis heruntergebrochen. Für den Monat Juni kann für die Zeitreihe 1650 – 1999, ohne Berücksichtigung der Autokorrelation, nur eine Korrelation von  $r = 0,48$  ( $\alpha = 0,01$ ) festgestellt werden. Unter Berücksichtigung der effektiven Werteanzahl wird lediglich  $\alpha = 0,05$  erreicht. Analog der vorab diskutierten saisonalen Ausprägung ist der Zeitraum 1830 – 1990 von besonders hoher Übereinstimmung geprägt (vgl. Abb. 5.65). Für diesen Zeitraum konnte eine hochsignifikante Korrelation von  $r = 0,7$  ( $\alpha = 0,01$ ) ermittelt werden. Die Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,01 wird auch unter Einbeziehung der effektiven Werteanzahl überschritten.





**Abb. 5.65:** Gegenüberstellung der 31-jährig gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Juni (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index für Juni (rote Kurve) Zeitreihe 1650 – 1999

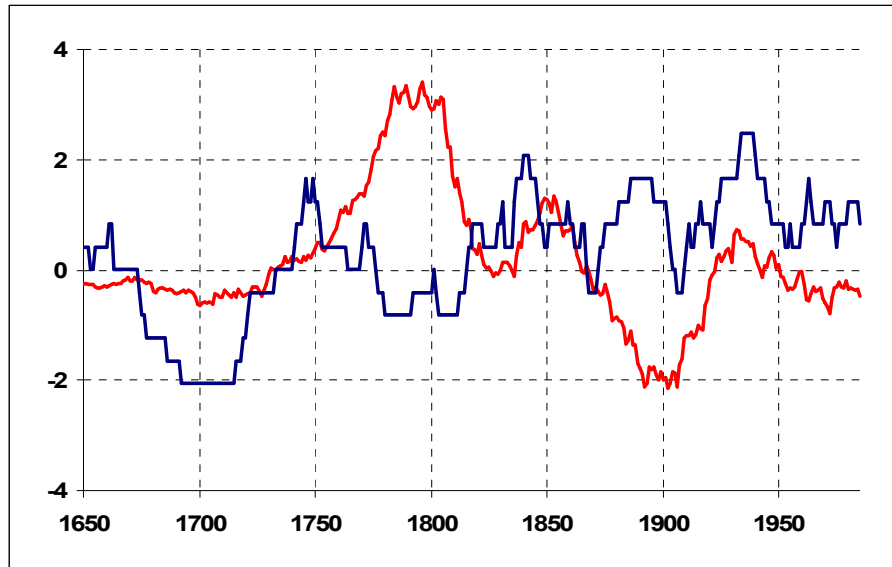
In Abbildung 5.66 ist die Hochwasserfrequenz des BAV dem NAO-Index für den Monat Juli gegenübergestellt. Ausschließlich zwischen den Jahren 1830 bis 1890 lassen sich hochsignifikante Zusammenhänge indizieren:  $r = 0,87$  ( $\alpha = 0,01$ ). Das  $\alpha$ -Level von 0,01 wird auch unter Einbeziehung der effektiven Werteanzahl erreicht.



**Abb. 5.66:** Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV Juli (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index für Juli (rote Kurve) Zeitreihe 1650 – 1999

In Abbildung 5.67 ist der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz des BAV für den August das methodische Pendant des NAO-Index August gegenübergestellt. Für den Zeitraum zwischen 1900 und 1999 wurde eine signifikante Korre-

lation von  $r = 0,54$  ( $\alpha = 0,01$ ) ermittelt. Unter Berücksichtigung der geschätzten effektiven Werteanzahl wird ein eine Signifikanz auf dem 0,05  $\alpha$ -Level erreicht.



**Abb. 5.67:** Gegenüberstellung der 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenz BAV August (blaue Kurve) und des 31-jährigen gleitenden NAO-Index für August (rote Kurve) Zeitreihe 1650 – 1999

Die Korrelation zwischen dem NAO-Index und der Hochwasserfrequenz der Sommermonate unterliegt einer starken Variabilität. Im Rahmen der analysierten Monate kann vor allem der Juni hervorgehoben werden. Für diesen Monat kann eine am längsten andauernde hochsignifikante Korrelation indiziert werden.

### Hochwasserrelevanz und der NAO Index in Abhängigkeit von t-modal bestimmten atmosphärischen Rahmenbedingungen

Die Variabilität der Korrelation zwischen Hochwasserfrequenz und NAO ist in hohem Maße von den assoziierten großskaligen Zirkulationsmustern abhängig. Ein direkter Vergleich zwischen den NAO-Indexwerten und den mittels führenden Ladungen bestimmten hochwasserrelevanten Mustern (auf Basis der t-modalen Hauptkomponentenanalyse) deckt diesen Zusammenhang auf. Grundlage dieser Gegenüberstellung sind die hochwassergekoppelten SLP-Luftdruckmuster der Monate Juni, Juli und August zwischen den Jahren 1659 – 1999 (vgl. Kapitel 5.7.5). Die rekonstruierten NAO-Indexwerte wurden vierfach abgestuft: Positive Indexwerte zwischen 0 bis 0,99 sind hellgrün markiert, stark positive Indexwerte  $\geq 1$  sind dunkelgrün markiert. Negative Indexwerte  $< 0$  bis -0,99 sind hellgelb markiert, stark negative NAO Indexwerte haben einen dunkelgelben Signatur (vgl. Legende zu Tabelle 5.8). Für die Monate Juni und Juli bleibt die Auswertung auf die ersten drei Hauptkomponenten beschränkt, für die vierte Hauptkomponente konnte jeweils nur eine sehr geringe Anzahl führender Ladungen erhoben werden (vgl. Kapitel 5.7.5).

**Tab. 5.8:** Direktvergleich der in monatlicher Auflösung rekonstruierten NAO-Indexwerte nach Luterbacher et al. (2002b) und der Sommermonate mit Hochwasservorkommen im BAV für die Zeitreihen 1659 – 2009: Juni (a), Juli (b) und August (c). Zirkulationsmuster bestimmt nach führenden Ladungen der Hauptkomponentenanalyse

Legende Tab. 5.8:

NAOI	$\geq 1$	
NAOI	0 bis 0,99	
NAOI	< 0 bis -0,99	
NAOI	$\leq -1$	

a)

BAV Juni		PC #1 AK <sup>SLP</sup>		PC #2 TNA <sup>SLP</sup>		PC #3 TR <sup>SLP</sup>
	1662	-0,18	1747	0,84	1737	-0,37
	1669	0,1	1756	0,35	1786	-1,22
	1750	0,11	1783	1,93	1814	-2,26
	1762	-0,2	1787	1,13	1815	-0,81
	1765	0,15	1817	0,43	1829	-1,64
	1785	-1,39	1830	0,64	1843	-0,65
	1826	-1,21	1845	2,35	1853	0,91
	1827	2,66	1851	0,72	1861	-0,99
	1837	-1,21	1855	1,32	1871	-2,32
	1847	1,19	1907	1,33	1910	0,12
	1874	0,16	1912	0,13	1926	-1,65
	1936	-0,09	1943	0,42	1948	0,41
	1940	0,8	1947	0,15	1971	-1,4
	1959	1,35	1965	1,23		
	1962	0,41	1991	0,38		
	1967	1,38				
	1976	0,82				
	1979	0,27				
	1995	-2,73				

Die Gegenüberstellung der NAO-Indexwerte und der hochwassergekoppelten Zirkulationsmuster zeigt für den Juni ein differenziertes Bild. Dem Muster Tief Nordatlantik (TNA<sup>SLP</sup>) lassen sich ausschließlich positive bis stark positive Indexwerte zuordnen. Das Zirkulationsmuster „Tief Russland (TR<sup>SLP</sup>)“ ist hauptsächlich bei negativen Indexwerten hochwasserrelevant. Das Muster „Atlantischer Hochdruckkeil“ (AK<sup>SLP</sup>) zeigt sich hingegen als Mischform und dementsprechend variabel. Sowohl positive als auch negative NAO-Indexwerte können diesem hochwassergekoppelten Zirkulationsmuster zugewiesen werden. Trotz dieser Variabilität kann nach zeitlichen Aspekten differenziert werden. Zwischen

den Jahren 1847 bis 1979 können vornehmlich positive Indexwerte indiziert werden, das Jahr 1936 bildet bei sehr schwach ausgeprägtem negativem Indexwert eine Ausnahme.

b)

BAV Juli		PC #2 AK <sup>SLP</sup>		PC #1 TF <sup>SLP</sup>		PC #3 TR <sup>SLP</sup>
	1670	0,06	1702	0,36	1663	0,14
	1705	0,09	1722	0,9	1673	0,15
	1727	-0,76	1725	0,25	1676	0,21
	1730	0,86	1729	-0,26	1723	-1,48
	1748	0,67	1736	0,66	1751	-0,15
	1749	-0,08	1755	0,66	1756	-0,76
	1750	-0,61	1786	0,55	1758	-0,48
	1759	0,08	1789	2,56	1914	0,23
	1762	0,25	1815	-0,77	1918	-2,37
	1803	0,04	1820	-0,82	1932	1,42
	1858	0,59	1823	0,69	1957	-1,29
	1860	-1,41	1840	2,61	1980	-0,68
	1868	-0,17	1841	-0,29		
	1869	0,09	1851	0,2		
	1885	-0,29	1853	2,32		
	1897	-1,18	1856	0,45		
	1906	1,99	1871	1,13		
	1926	-0,18	1909	3,74		
	1934	0,15	1922	2,62		
	1941	0,86	1924	1,99		
	1946	1,96	1933	1,08		
	1948	-0,86	1954	3,37		
	1955	-0,5	1966	0,92		
	1959	1,54	1974	1,78		
	1975	-0,51	1981	1,84		
	1990	0,05	1993	1,04		
	1997	0,66				

Die Gegenüberstellung von atmosphärischen Rahmenbedingungen und NAO-Indexwerten für den Sommermonat Juli fällt, verglichen mit dem Vormonat, nicht mehr derart deutlich aus. Das Muster AK<sup>SLP</sup> repräsentiert während der Julimonate eine „Mischform“, die sich nach zeitlichen Aspekten differenzieren lässt. Zu Beginn der Zeitreihe bis 1858 dominieren mehrheitlich positive NAO-Indexwerte, die negativen NAO-Indexwerte können als moderat bezeichnet werden. Ab 1860 bis 1897 dominieren negative Indexwerte: Mit einem stark positi-

vem Indexwert im Juli 1906 beginnt eine Phase mit abwechselnder Bedeutung bis zum Ende der Zeitreihe. Das Muster  $TF^{LP}$  ist vornehmlich durch positive Indexwerte gekennzeichnet. Auf die gesamte Zeitreihe gesehen kann aber eine Veränderung der Indexwerte konstatiert werden. Zu Beginn der Zeitreihe sind die Indexwerte hauptsächlich schwach positiv. Mit Beginn der Übergangsphase zwischen „Kleiner Eiszeit“ und „Klimaoptimum der Moderne“ können mehrfach negative Indexwerte angezeigt werden. Ab 1851 weist dieses Zirkulationsmuster ausschließlich positive Indexwerte aus, die größtenteils stark positiv sind. Insgesamt lässt sich ein Wechsel von anfänglich schwach positiven Indexwerten über eine Übergangsphase mit negativer Ausprägung hin zu stark positiven Indexwerten festhalten. Das Muster  $TR^{SLP}$  ist zu Beginn der Zeitreihe von positiven Indexwerten gekennzeichnet, ab 1723 bis 1980 (bei zwei Abweichungen) dominieren negative NAO Indexwerte. Eine weitere Auffälligkeit ist, dass dieses Muster nach 1980 nicht mehr in Erscheinung tritt.

c)

BAV August		PC #1 $TNA^{SLP}$		PC #2 $BM^{SLP}$		PC #3 $TR^{SLP}$		PC #4 $HME^{SLP}$
	1659	0,1	1670	-0,32	1816	0,49	1736	0,4
	1661	0,7	1676	-0,12	1827	-2,7	1760	0,75
	1734	-0,53	1731	-1,63	1833	-2,75	1787	1,2
	1737	1,49	1748	-0,31	1851	-0,71	1807	4,34
	1756	-1,4	1761	-0,71	1887	-1,98	1855	1,13
	1757	-0,77	1831	-0,56	1896	-0,62	1874	1
	1764	0,14	1846	1,05	1931	-3,39	1886	3,26
	1785	0,34	1880	-1,68	1940	-0,5	1890	2,26
	1786	0,81	1901	-0,01	1957	0,5	1926	0,89
	1830	0,81	1937	0,37	1978	-2,25	1929	0,5
	1844	1	1938	1,5	1995	-2,46	1949	-1,62
	1852	0,49	1959	-0,92			1991	1,07
	1866	-0,4	1969	-0,65				
	1888	-0,05	1970	-0,56				
	1897	2,36	1975	-0,69				
	1905	0,38	1977	0,28				
	1924	2,73						
	1925	1,44						
	1928	-1,4						
	1948	-0,7						
	1985	2,45						

Für den August können vier Strömungskonfigurationen differenziert werden. Hochwasserereignisse, die in Zusammenhang mit dem Muster  $TNA^{SLP}$  in Erscheinung traten, werden häufiger von positiven wie negativen NAO-Indexwerten begleitet. Die zeitliche Entwicklung der Kopplung zwischen Indexwert und hochwassergekoppeltem Modus lässt sich weiter differenzieren. Für die Periode 1764 bis einschließlich 1925 lässt sich eine klare Dominanz positiver Indexwerte indizieren. Die beiden Ausnahmen 1866 und 1888 sind jeweils schwach negativ ausgeprägt. Vor und nach dieser Periode herrschen abwechselnde NAO-Indexwerte vor. Das Muster  $BM^{SLP}$  ist stark von negativen Indexwerten geprägt.  $TR^{SLP}$  kann mit stark negativen NAO Indexwerten in Verbindung gebracht werden. Das Muster Hoch Mitteleuropa ( $HME^{SLP}$ ) ist abgesehen von einer Ausnahme an weitgehend stark positive Indexwerte gebunden.

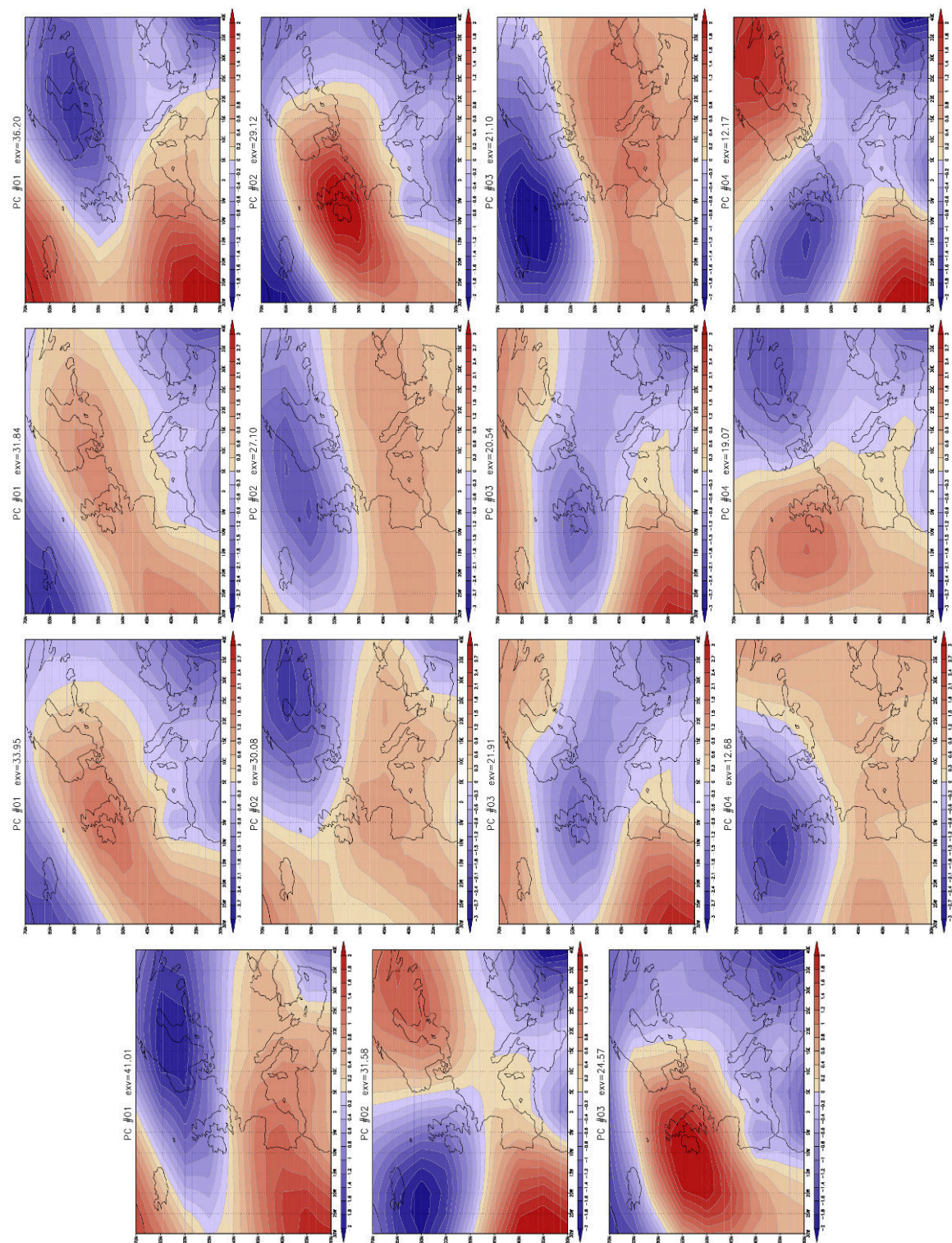
## **5.8 Jahreszeitlich differenzierte Analyse der Hochwasserschichte der einzelnen Einzugsgebiete des BAV**

Im folgenden Kapitel wird die raumzeitliche Entwicklung der hochwasserrelevanten atmosphärischen Rahmenbedingungen der einzelnen Einzugsgebiete separiert und ihre Variabilität untereinander verglichen. Grundlage für diesen Analyseschritt sind saisonale Hochwasserzeitreihen von 1500 – 1999 und daraus hauptkomponentenanalytisch gewonnene Muster (Scores) der Luftdruckfelder SLP und 500 hPa. Auf Basis führender Ladungen wurden Zeitkoeffizienten generiert, deren graphische Darstellung die zeitliche Variabilität der extrahierten Muster aufzeigt. Entsprechend der jahreszeitlichen Hochwasserhäufigkeit steht die Saison Sommer im Mittelpunkt der Auswertungen. Mit diesem Analyseschritt lässt sich eine regionale Variabilität differenzieren. Exemplarisch für die Jahreszeit Winter (DJF) wird die hochwasserrelevante Zirkulationsdynamik am Beispiel der Iller diskutiert. Sie weist innerhalb des BAV prozentual die größte Hochwasseraktivität während der Monate Dezember, Januar und Februar auf.

### **5.8.1 Gegenüberstellung der hochwassergekoppelten SLP-Zirkulationsmuster der einzelnen Einzugsgebiete des BAV**

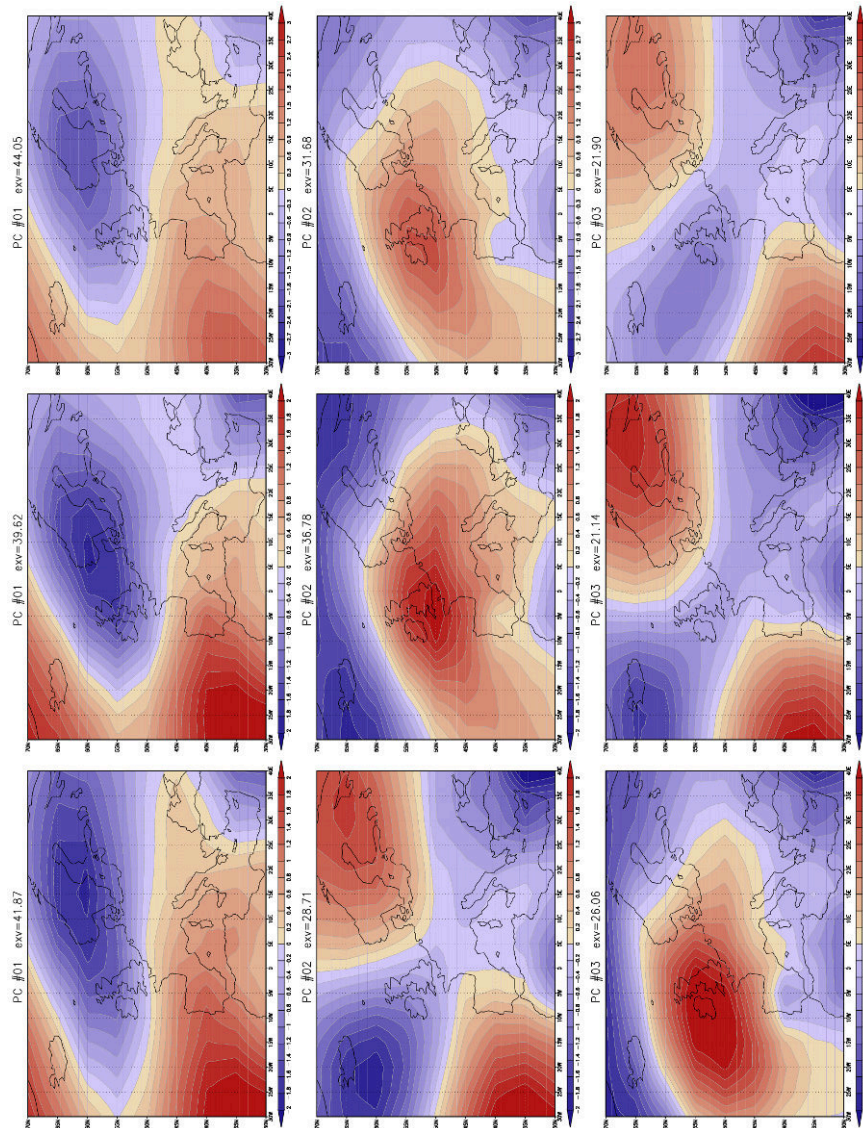
In Abbildung 5.68a,b sind die Scores der hochwassergekoppelten SLP-Luftdruckmodi jeweils für die saisonal gemittelten Zeitreihen Sommer (JJA) 1500 – 1999 gegenübergestellt. Das BAV lässt sich mit Blick auf seine Einzugsgebiete in ein westliches und ein östliches Teilgebiet differenzieren. Das westliche Teilgebiet umfasst die Flussläufe Iller, Lech (mit Wertach) und Isar, das östliche Teilgebiet die Flussläufe von Inn und Salzach. Diese beiden Teilbereiche lassen sich grundlegend hinsichtlich der Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten differenzieren. Für den Westteil konnten drei, für den Ostteil jeweils vier Hauptkomponenten extrahiert werden.





**Abb. 5.68a:** (von unten nach oben) jeweils die ersten 4 bzw. 3 Scores der Hauptkomponenten SLP<sup>HW</sup> für Isar, Inn außeralpin, Inn inneralpin und Salzach jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)





**Abb. 5.68b:** (von unten nach oben) jeweils die ersten 3 Scores der Hauptkomponenten  $SLP^{HW}$  für Iller, Wertach und Lech jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

Mit dem Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  lässt sich ein dominantes regionales Muster für den westlichen Teilbereich identifizieren. Die weitgehend analogen Strömungsverhältnisse der jeweils ersten Hauptkomponenten besitzen einen Erklärungsanteil um 40% an der Gesamtvarianz. Innerhalb des westlichen BAV kann zwischen Lech und Tributär Wertach sowie Iller und Isar weiter differenziert werden. An Lech und Wertach entsprechen sich jeweils die PCs #2 und #3, gleiches gilt für Iller und Isar. An Lech und Wertach besitzt das Muster  $AK^{SLP}$  und das Muster  $TNA^{SLP}$  den zweithöchsten bzw. dritthöchsten Erklärungsanteil an der Gesamtvarianzerklärung. PC #2, das Muster  $AK^{SLP}$  besitzt am Lech rund 32% und an der Wertach rund 37% Anteil an der Gesamterklärungsvarianz, PC #3, das Muster  $TNA^{SLP}$ , schlägt mit jeweils rund 22% Erklärungsanteil zu buche. Eine weiterführende Differenzierung kann anhand der Vorticity und der Gradienten zwischen den Aktionszentren vorgenommen werden. Die Einzugsgebiete von

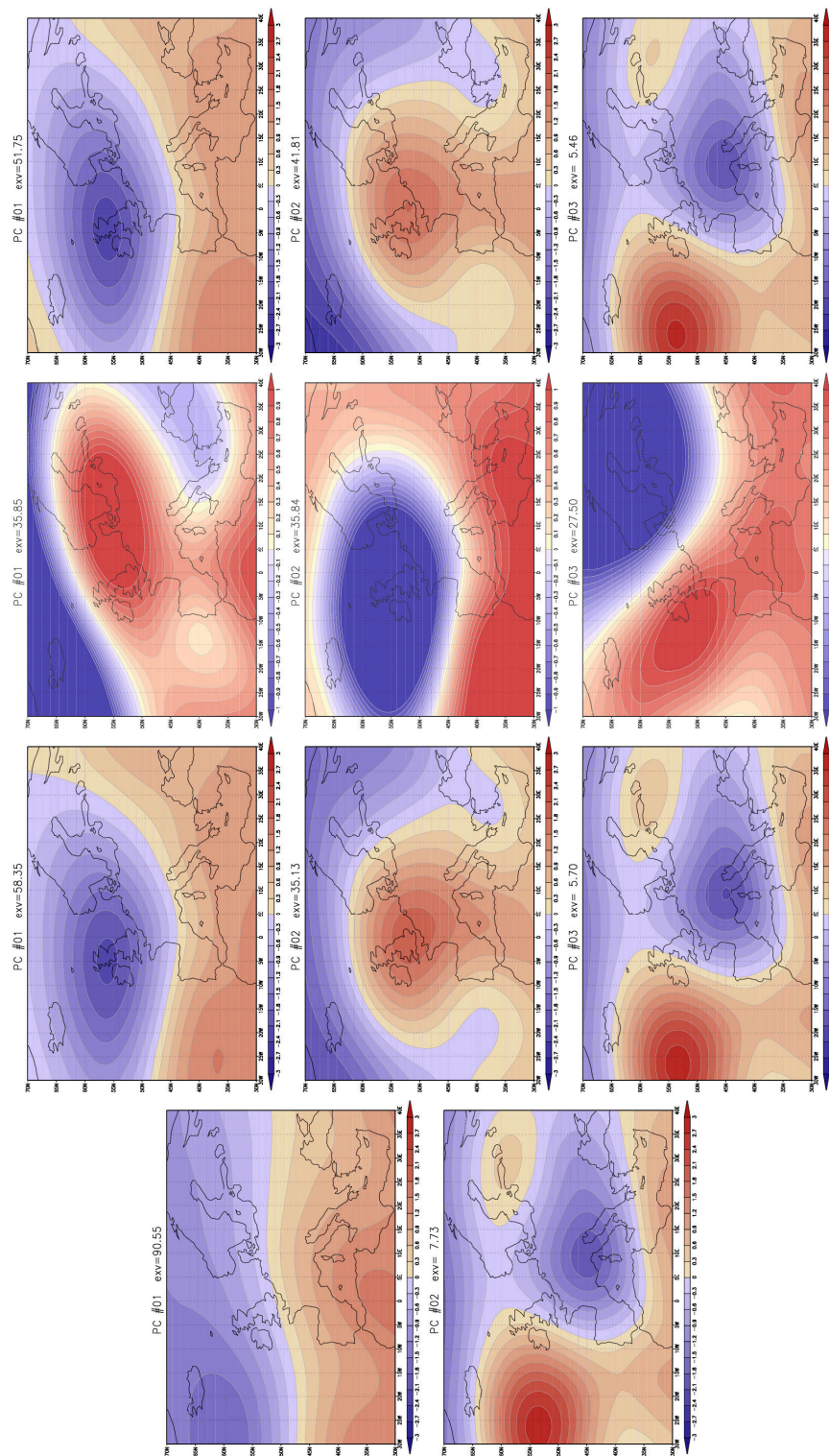


Iller und Isar unterscheiden sich bezüglich einer vertauschten Reihenfolge der PCs #2 und #3. Das Muster  $TNA^{SLP}$  (PC #2) hat an der Iller einen Erklärungsanteil von rund 29% und an der Isar von rund 32%, die Muster  $AK^{SLP}$  (PC #3) rund 26% (Iller) und 25% (Isar). Damit kann eine große Übereinstimmung der synoptischen Rahmenbedingungen für die Hochwassergenese attestiert werden.

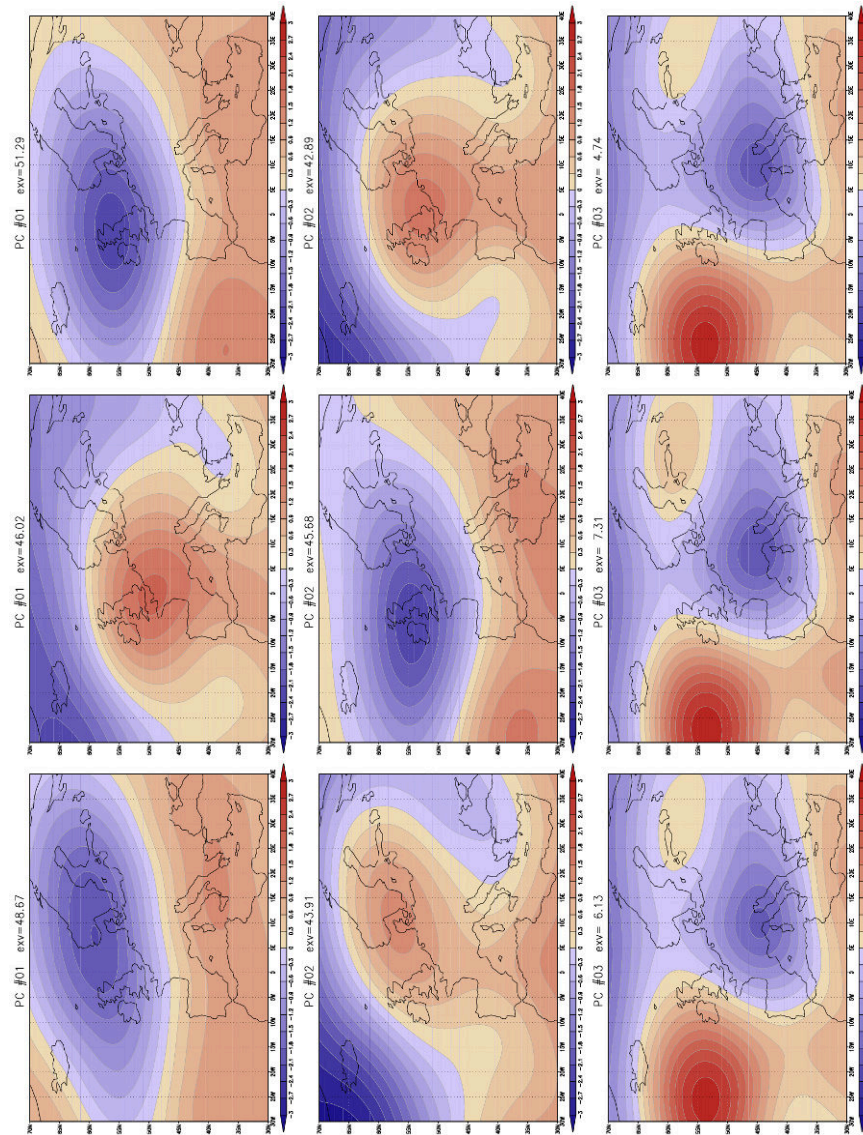
Die Einzugsgebiete von Inn und Salzach hingegen unterscheiden sich von dem westlichen Teilbereich durch den Grad alpiner Prägung sowie eine differenzierte Lage der Haupttäler innerhalb der Alpen. Inn und Salzach können weitgehend als inneralpine Längstäler beschrieben werden. Aus dieser räumlichen Orientierung ergeben sich bei analogen Anströmungsrichtungen feuchter Luftmassen differenzierte Niederschlagsverteilung und Prozesse der Niederschlagsbildung. Den größten Anteil an der Hochwasserentstehung am Inn, sowohl für den inner- wie außeralpinen Bereich, wird durch das Muster  $AK^{SLP}$  mit einem Erklärungsanteil  $> 30\%$  an der Gesamtvarianz erklärt. Für die Hochwasser an der Salzach wurde mit PC #1 ein Muster  $TF^{SLP}$  extrahiert, eine Zirkulationskonfiguration, die bereits für den westlichen Teilbereich des BAV eine hohe Bedeutung besitzt (vgl. Abb. 5.68a,b). Die Strömungskonfigurationen an außer- und inneralpinem Inn entsprechen sich weitgehend, die Scores von PC #2 resultieren in einem Muster  $TF^{SLP}$ , die Scores von PC #3 in einem Muster  $TGB^{SLP}$ . Die auffälligsten Unterschiede können für PC #4 indiziert werden, ein Muster  $TNA^{SLP}$  (außeralpin) steht einem Muster  $TR^{SLP}$  (inneralpin) entgegen, das in einer Nordlage resultiert. Die hochwasserrelevanten Zirkulationsmuster der Salzach weisen eine deutlich höhere Übereinstimmung mit den Einzugsgebieten des westlichen BAV als mit dem benachbarten Inngebiet auf. Die zeitliche Variabilität der Zirkulationsmuster wird in den Kapiteln 5.8.4 und 5.8.5 für ausgewählte Beispiele exemplarisch diskutiert.

### **5.8.2 Gegenüberstellung der hochwassergekoppelten 500 hPa-Niveau Zirkulationsmuster der einzelnen Einzugsgebiete des BAV**

In Abbildung 5.69a,b sind die hauptkomponentenanalytisch gewonnenen Scores  $500hPa^{HW}$  für die saisonal gemittelten Zeitreihen Sommer (JJA) 1500 – 1999 gegenübergestellt. Die Zirkulationsmuster  $500hPa^{HW}$  lassen sich nicht in einen westlichen und einen östlichen Teilbereich differenzieren, wie am Beispiel der SLP-Luftdruckmodi gezeigt werden konnte. (vgl. Kapitel 5.8.1).



**Abb. 5.69a:** (von unten nach oben) Scores der Hauptkomponenten 500hPa<sup>HW</sup> für Isar, Inn auberalpin, Inn inneralpin und Salzach jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)



**Abb. 5.69b:** (von unten nach oben) Scores der Hauptkomponenten 500hPa<sup>HW</sup> für Iller, Wertach und Lech jeweils für die Jahreszeit Sommer (JJA) der Jahre 1500 – 1999 BAV (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

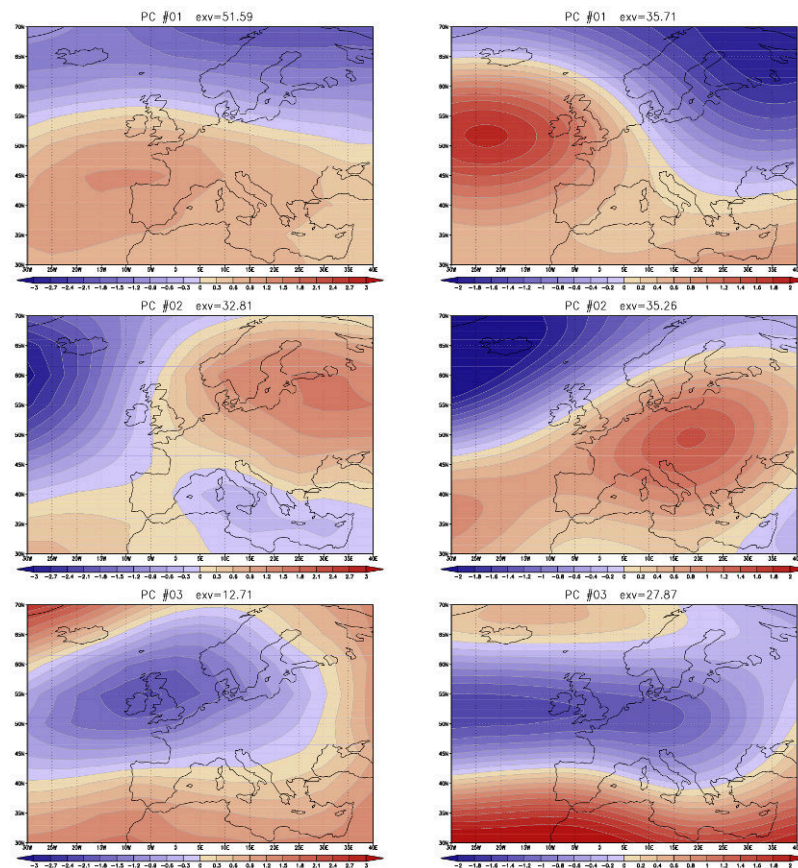
Die dominanten Muster, vgl. jeweils PC #1 und PC #2 in Abbildung 5.69, werden durch  $TGB^{500hPa}$  und  $\Omega^{500hPa}$  repräsentiert. Die Erklärungsanteile an der Gesamtvarianz für  $TGB^{500hPa}$  liegen zwischen 46% und 58%, für das Muster  $\Omega^{500hPa}$  zwischen 35% und 43%. Eine deutliche Abweichung lässt sich für die Isar indizieren. Die hochwasserrelevanten Strömungsverhältnisse werden an der Isar durch lediglich zwei Hauptkomponenten beschrieben. Das Muster West (PC #1), mit schwach ausgeprägtem Hochdruckkeil über dem mediterranen Raum, besitzt über 90% an der Gesamterklärungsvarianz. Die dritte Hauptkomponente wird innerhalb des BAV, abgesehen von einer Ausnahme, durch ein Muster Tief Alpenraum repräsentiert. Ein analoges Muster lässt sich für PC #2 an der Isar aufzeigen. Diese Strömungskonfiguration spielt eine deutlich untergeordnete Rolle mit Erklärungsanteilen, die zwischen 5 und 8% liegen. Eine weitere deutliche Abweichung von den Zirkulationsmustern mit Hochwasserrelevanz für die au-



Beralpinen Flussabschnitte lässt sich für den inneralpinen Inn indizieren. Die Hauptkomponenten #2 und #3 korrespondieren hinsichtlich der räumlichen Ausprägung mit den als dominant beschriebenen Mustern  $TGB^{500hPa}$  und  $\Omega^{500hPa}$ , die Erklärungsanteile unterscheiden sich aber zum Teil beträchtlich. Die Hauptkomponente #3 hat mit rund 28% einen verhältnismäßig sehr hohen Erklärungsanteil und zeigt ein Muster mit Hochdruckkeil über dem nördlichen Ostatlantik.

### 5.8.3 Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen für das Einzugsgebiet Iller zwischen 1500 – 1999 für die meteorologische Jahreszeit Winter

Exemplarisch für die meteorologische Jahreszeit Winter (DJF) wurde die hochwasserrelevante Zirkulation für das Einzugsgebiet der Iller hauptkomponentenanalytisch untersucht. An der Iller lässt sich das höchste Hochwasseraufkommen während der Wintermonate innerhalb des BAV konstatieren.



**Abb. 5.70:** Linke Seite: SLP-Luftdruck Scores<sup>HW</sup>, rechte Seite: 500 hPa Niveau Scores<sup>HW</sup>, jeweils PC #1 bis PC #3 von oben nach unten; Zeitreihe: Iller Winter (DJF) 1500 – 1999 (exv.: Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz)

In Abbildung 5.70 sind die Scores der Hochwassermuster sowohl für das SLP-Luftdruck- sowie das 500hPa Niveau dargestellt. Das dominierende hochwasserbegleitende Muster im SLP-Niveau ist ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet mit Zentrum über der Biskaya (Abk.:  $HB^{SLP}$ ) (vgl. PC #1, Abb. 5.70, linke Seite).

Dieses Zirkulationsmuster kann einerseits zu autochtonen Strahlungswetterlagen in Mitteleuropa führen, andererseits repräsentiert diese Konfiguration auch ein westliches Muster, das Wasserdampf aus dem maritimen Milieu des Nordatlantiks in das BAV transportieren kann. Aufgrund des hohen Anteils verhältnismäßig tief gelegener Flächenanteile im Einzugsgebiet der Iller kann eine Hochwassergenese durch Schneeschmelze initiiert werden.  $HB^{SLP}$  besitzt einen Erklärungsanteil von rund 52%. Die Scores von PC #2, mit einem Erklärungsanteil von rund 33%, zeigen ein Muster mit ausgeprägtem Hochdruckzentrum über dem westlichen Russland (Abk.:  $HRw^{SLP}$ ): eine mögliche Hochwassergenese innerhalb des BAV respektive im Einzugsgebiet der Iller ist durch einen unterbrochenen Hochdruckeinfluss der Hochdruckbrücke und anschließender Va Wetterlage gegeben. PC #3 zeigt ein Muster  $TGB^{SLP}$ , nordatlantische Störungen können zu Niederschlägen in flüssiger Form im Einzugsgebiet der Iller führen. Eine möglicherweise bereits bestehende Schneebedeckung kann durch Schmelzprozesse dem Abfluss zusätzlich zugeführt werden.

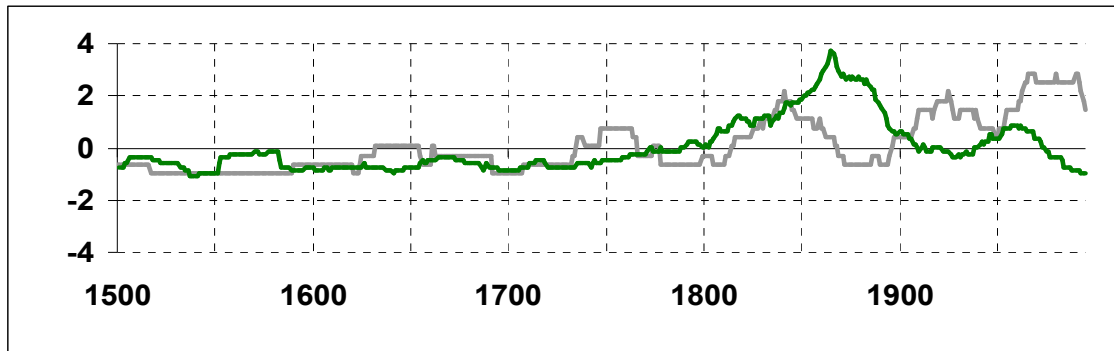
Für das 500 hPa Niveau konnten ebenfalls drei Hauptkomponenten extrahiert werden, deren Scores folgende Zirkulationsmuster indizieren: PC #1 (exv.: 36%) (blockierendes) Hoch über dem Nordatlantik, PC #2 (exv.: 36%) Hoch über Osteuropa (mit Brückentendenz in den Azorenraum) und PC #3 (exv.: 28%), eine Strömungskonfiguration, die einen sog. „Stormtrack“ Nordatlantik/Mitteleuropa aufzeigt. Dieses 500 hPa Muster ist in Verbindung mit schnell ziehenden atmosphärischen Störungen zu sehen und konstituiert eine Zyklonenzugbahn für Winterstürme.

#### **5.8.4 Zeitliche Entwicklung hochwasserrelevanter Zirkulationsmuster ausgewählter Einzugsgebiete des BAV**

Die räumliche Differenzierung innerhalb des BAV wird exemplarisch anhand der Vergleiche Iller/Inn (außeralpin) und Lech/Isar diskutiert. Das Auswahlkriterium für diese zwei Gegenüberstellungen orientiert sich an den Korrelationskoeffizienten, die in Kapitel 5.6.1 vorgestellt wurden. Für die Hochwasserentwicklung an Iller und Inn wurde ein überraschend hoher, für die Beziehung zwischen Lech und Isar ein überraschend geringer Koeffizient ermittelt. Eine Differenzierung wird anhand einer visuellen Gegenüberstellung der H-Indizes bestritten, die sich jeweils aus den 31-jährigen (standardisierten) gleitenden Mitteln der zirkulationsmusterspezifischen führenden Ladungen generieren.

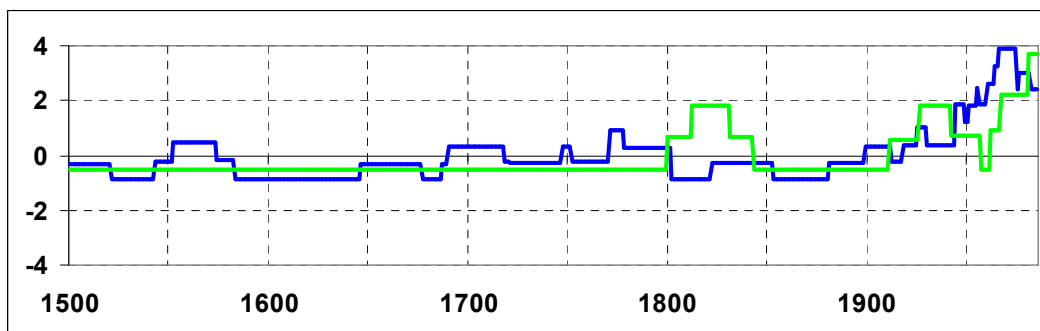
#### **Vergleich der Hochwasserentwicklung der Jahreszeit Sommer an Iller und außeralpinem Inn**

In Abbildung 5.71 sind für den außeralpinen Inn und die Iller jeweils die 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenzen für die Sommermonate dargestellt.



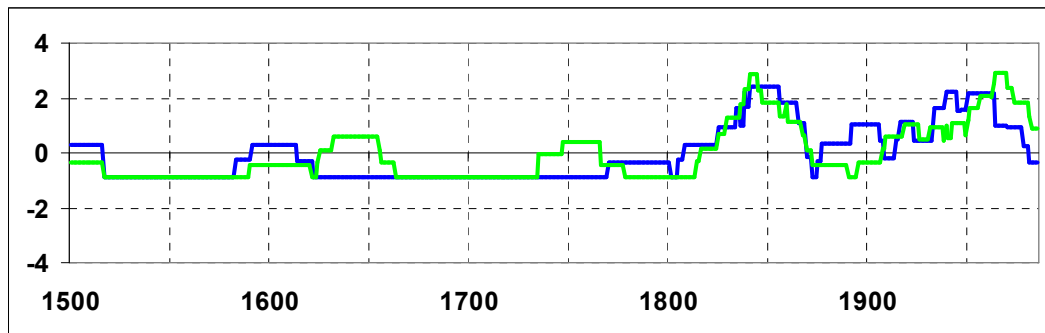
**Abb. 5.71:** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit von Inn außeralpin (grüne Kurve) und Iller (graue Kurve) für die Jahreszeit Sommer Zeitreihe 1500 – 1999

In Abbildung 5.72 sind die Indizes  $H$  jeweils für das Zirkulationsmuster  $AK^{SLP}$  an Iller und außeralpinem Inn dargestellt (vgl. Abb. 5.68a,b). Für diesen Flussabschnitt beschreibt dieses Muster Inn die erste, dominante Hauptkomponente, an der Iller beschreibt dieses Muster PC #3. Vor dem 19. Jh. besitzt dieses Muster für die Hochwassergenese entlang der Iller keine Varianz. An der Iller spielt das Muster  $AK^{SLP}$  erstmals mit Beginn des 19. Jh.s eine hochwasserrelevante Rolle. Mit Beginn des 20. Jh.s kann für beide Einzugsgebiete eine zunehmende Bedeutung der Strömungskonfiguration  $AK^{SLP}$  für die Hochwassergenese angezeigt werden.



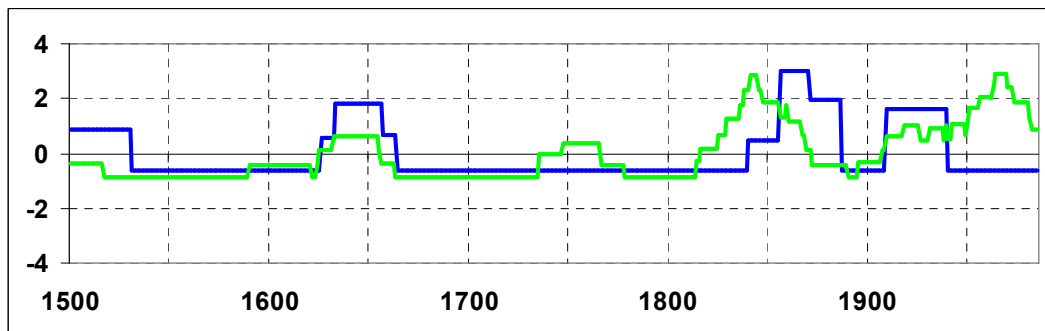
**Abb. 5.72:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $AK^{SLP}$  Iller (PC #3) grüne Kurve und Inn außeralpin (PC #1) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

In Abbildung 5.73 sind die Häufigkeitsindizes für die Hauptkomponenten #1 Iller und #2 außeralpiner Inn dargestellt, deren räumliche Ausprägung ein Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  darstellt (vgl. Abb. 5.68a,b). Zwischen den Jahren 1500 bis 1620 und mit Beginn des 19. Jh.s kann eine gute Übereinstimmung konstatiert werden. Im 17. und 18. Jh. fehlt diese Übereinstimmung weitgehend.



**Abb. 5.73:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $TF^{SLP}$  Iller (PC #1) grüne Kurve und Inn außeralpin (PC #2) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

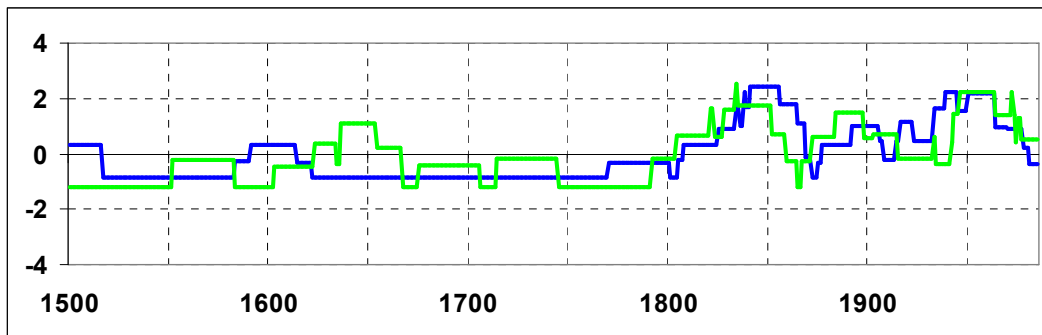
Der Vergleich der Indizes unterschiedlicher Muster wie  $TF^{SLP}$  an der Iller (PC #1) und  $TGB^{SLP}$  am außeralpinen Inn (PC #3) zeigt gute Übereinstimmung während des 16. und 17. Jh.s.



**Abb. 5.74:** Zeitkoeffizienten Index-H für das hochwassergekoppelte Muster  $TF^{SLP}$  Iller (PC #1) grüne Kurve und  $TGB^{SLP}$  Inn außeralpin (PC #3) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

Die vorab dargestellten Zeitkoeffizienten können den hohen Korrelationskoeffizienten zwischen Iller und außeralpinem Inn nur teilweise erklären. Der in Kapitel 5.6.1 beschriebene Koeffizient kann aufgrund der jahreszeitlichen Hochwasserverteilung nur in Kombination der beiden hochwasserreichsten Jahreszeiten Winter und Sommer an der Iller erklärt werden.

In Abbildung 5.75 sind die Häufigkeitsindizes Iller PC #1 Winter und außeralpiner Inn PC #2 Sommer gegenübergestellt. Dabei zeigen das Wintermuster  $HB^{SLP}$  (Iller) und das Sommermuster  $TF^{SLP}$  (außeralpiner Inn) ab dem 19. Jh. eine auffällige Übereinstimmung.

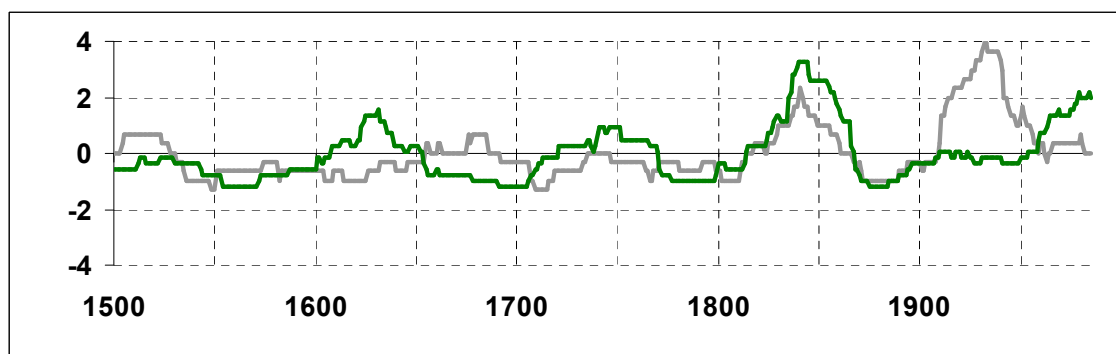


**Abb. 5.75:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $TF^{SLP}$  Iller (PC #1 Winter) grüne Kurve und Inn außeralpin (PC #2 Sommer) blaue Kurve; Iller Zeitreihe Winter 1500 – 1985, Inn Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

Insgesamt kann der hohe Korrelationskoeffizient auf die Kombination raumzeitlicher Faktoren der Zirkulationsdynamik und der räumlichen Nähe der Einzugsgebiete zurückgeführt werden.

### Vergleich der Hochwasserentwicklung an Lech und Isar (Sommer)

In Abbildung 5.76 ist jeweils für Lech und Isar die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit für die Sommermonate (JJA) gegenübergestellt. Trotz der räumlichen Nähe der Einzugsgebiete kann phasenweise eine stark differenzierte Hochwasserentwicklung indiziert werden. Analoge Entwicklungen lassen sich zwischen dem 18. und 19. Jh. festhalten, zwischen 1500 bis Ende des 17. Jh.s und mit Beginn des 20. Jh.s verhalten sich die Hochwasserfrequenzen weitgehend gegenläufig.

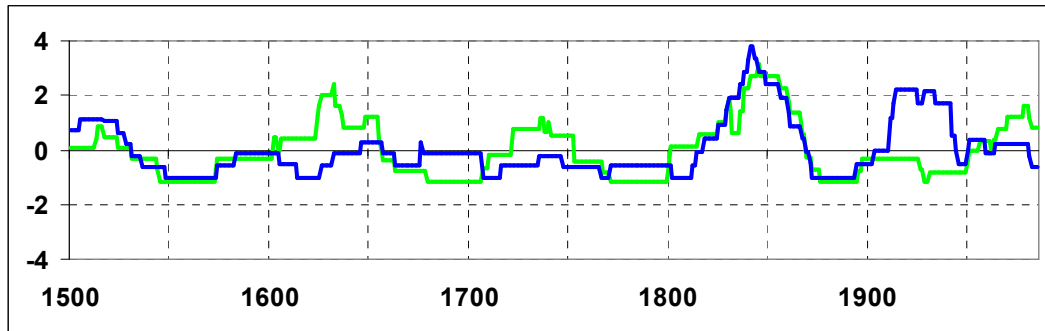


**Abb. 5.76:** Standardisierte 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit von Lech (grüne Kurve) und Isar (graue Kurve) für die Jahreszeit Sommer Zeitreihe 1500 – 1999

Aus diesem Trendverhalten lässt sich interpretieren, dass die Hochwassergenese hinsichtlich der atmosphärischen Rahmenbedingungen einer hohen regionalen und zeitlichen Variabilität unterliegt. In den folgenden Graphiken sind die jeweils ähnlichen Grundtypen der Zirkulation in Form von Häufigkeitsindizes gegenübergestellt. Grüne Kurven zeigen die auf führenden Ladungen basierenden Zeitkoeffizienten für die hochwasserrelevanten Muster entlang des Lechs, die

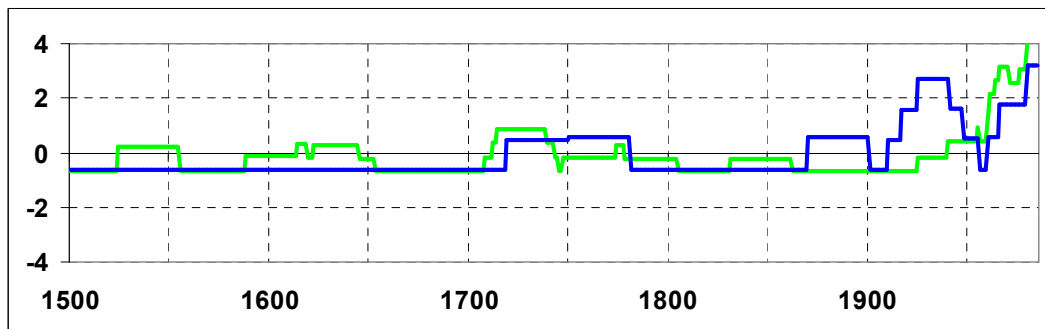


blaue Kurve zeigt jeweils die zeitliche Entwicklung an der Isar. In Abbildung 5.77 sind die Koeffizienten für die Muster  $TF^{SLP}$  graphisch in Bezug gesetzt. In der ersten Hälfte des 16. Jh.s und zur Mitte des 19. Jh.s lassen sich analoge Entwicklungen und konträre Verhältnisse in der ersten Hälfte des 17. und 18. Jh.s. indizieren. Besonders ausgeprägt ist das gegenläufige Verhalten in der ersten Hälfte des 20. Jh.s., an der Isar besitzt  $TF^{SLP}$  ausgeprägte Hochwasserrelevanz, am Lech hingegen ist  $TF^{SLP}$  an der Hochwassergenese kaum beteiligt.



**Abb. 5.77:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $TF^{SLP}$  Lech (PC #1) grüne Kurve und Isar (PC #1) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

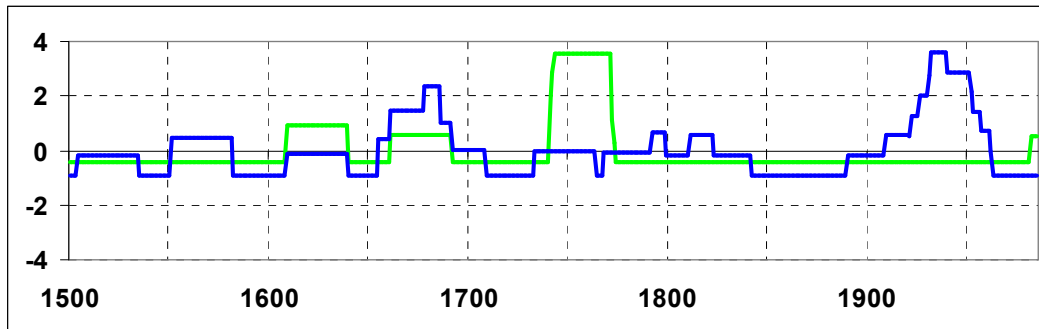
In Abbildung 5.78 ist die zeitliche Variabilität der Muster  $AK^{SLP}$  gegenübergestellt. Weitgehend analoge Verhältnisse an Lech und Isar können zu Ende der Zeitreihen indiziert werden. Für beide Einzugsgebiete können jeweils maximale Indexwerte angezeigt werden.



**Abb. 5.78:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $AK^{SLP}$  Lech (PC #2) grüne Kurve und Isar (PC #3) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

Besonders deutlich ausgeprägt ist die gegenläufige Entwicklung der Zeitkoeffizienten für das Muster  $TN^{SLP}$  (vgl. Abb. 5.79). Während im 17. Jh. weitgehend analoge Amplitudenverläufe indiziert werden können, ändert sich die Korrelation um die Mitte des 18. Jh.s. Der H-Index für den Lech erreicht maximale Werte, der Index für die Isar hingegen zeigt nur marginale Veränderungen an. In der ersten Hälfte des 20. Jh.s lassen sich nochmals extrem gegensätzliche Entwick-

lungen indizieren,  $TN^{SLP}$  besitzt für den Lech keinerlei Bedeutung, an der Isar werden maximale Indexwerte erreicht.



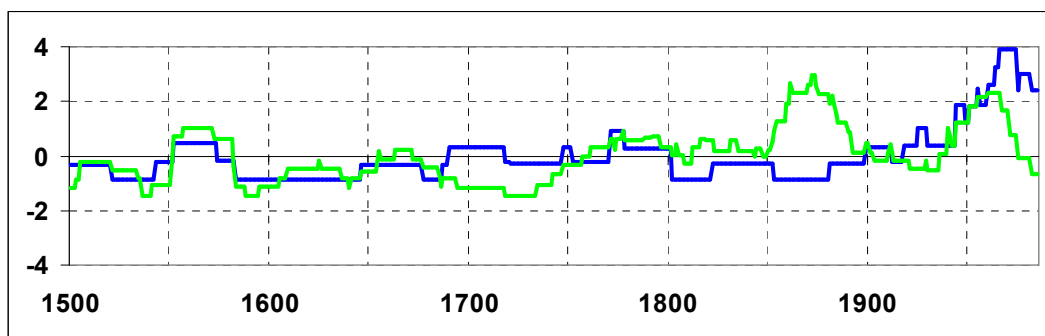
**Abb. 5.79:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $TN^{SLP}$  Lech (PC #3) grüne Kurve und Isar (PC #2) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

Neben den phasenweise konträren Entwicklungen kann mit Ende der Zeitreihen eine zunehmende Bedeutung der atmosphärischen Rahmenbedingung  $AK^{SLP}$  für beide Flussläufe indiziert werden, wie Abbildung 5.78 entnommen werden kann. Ein Blick auf die globale und regionale Temperaturentwicklung (vgl. Abb. 6.1) zeigt zeitgleich einen deutlichen Anstieg der Mitteltemperaturen, eventuell ein Indikator für veränderte Rahmenbedingungen und die zunehmende Hochwasserrelevanz von  $AK^{SLP}$ . Die zum Teil ausgeprägt unterschiedliche Variabilität in historischer Zeit kann mit folgenden Parametern in Beziehung gesetzt werden: einerseits können unterschiedliche geomorphologisch, naturräumliche Bedingungen zu den aufgeführten Unterschieden geführt haben. Andererseits kann das naturnahe Isar-Tal (vor den anthropogenen Eingriffen im 19. Jh.) im Vergleich zu den anderen Flüssen des BAV auf einen wesentlich größeren Anteil von Moorflächen verweisen. Das Einzugsgebiet Isar bis München ist durch eine Beckenlandschaft gekennzeichnet, die zu einer Verzögerung des Abflusses durch beispielsweise das Loisach-Moos geführt haben kann. Die Pufferfunktion intakter Hoch- und Niedermoore kann, speziell mit Blick auf den Isartributär Loisach, zu verzögerten Hochwasserwellen geführt haben und somit ein Zusammentreffen der Hochwasserwellen von Isar und Loisach verhindert haben. Bei zeitgleichen Niederschlagsereignissen reagiert der Lech bis Augsburg deutlich schneller, da im Einzugsgebiet des Lechs keine vergleichbaren Speicher vorhanden waren (vgl. Böhm & Wetzel 2006). Ein weiterer Erklärungsansatz für dieses Verhalten liegt in der Ausprägung der Niederschlagsfelder, die im Rahmen der rezenten Analogfälle bereits aufgezeigt wurde. In Summe kann die Kombination naturräumlicher Gegebenheiten und zirkulationsdynamischer Variabilität für den relativ geringen Korrelationskoeffizienten verantwortlich gemacht werden.

### 5.8.5 Exkurs: Hochwasserrelevante Zirkulationssituationen der Einzugsgebiete außer- und inneralpiner Inn im Vergleich

Aufgrund der räumlichen Lage von inner- und außeralpinem Inn sind variable Ausprägungen der Zirkulationsdynamik auf die jeweilige Hochwasserentwicklung zu erwarten. Diese Variabilität wird im Folgenden anhand der Gegenüberstellung hochwassergekoppelter Häufigkeitsindizes für die Sommermonate untersucht.

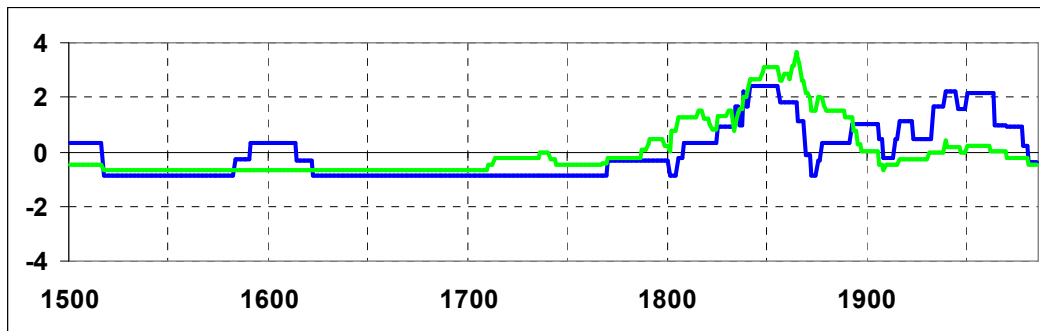
In Abbildung 5.80 sind die H-Indizes für das Muster  $AK^{SLP}$  dargestellt (inneralpin: grüne Kurve, außeralpin: blaue Kurve). Bis zu Beginn des Maunder Minimums kann eine weitgehend analoge Entwicklung der Zeitkoeffizienten indiziert werden. Der darauf folgende Zeitabschnitt bis etwa 1930 ist von gegenläufiger Entwicklung gekennzeichnet. Besonders auffällig ist dieses Verhalten Ende des 17. Jh.s und in der zweiten Hälfte des 19. Jh.s. Ab 1930 kann wieder von ähnlichem Trendverhalten gesprochen werden. Vgl. auch Diskussion in Kapitel 5.5.5.



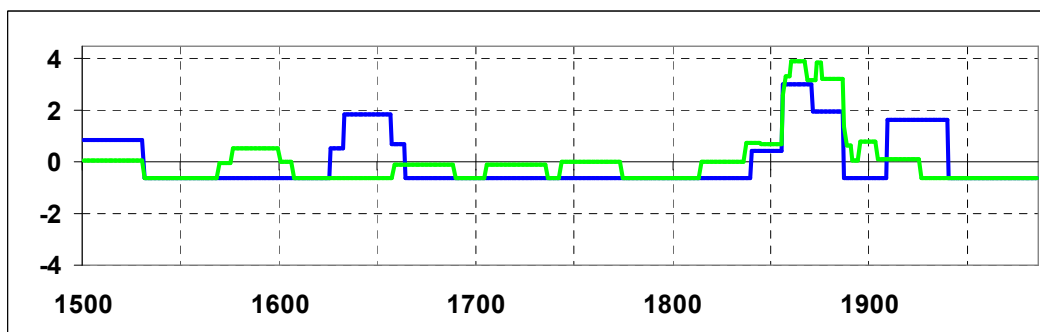
**Abb. 5.80:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $AK^{SLP}$  Inn inneralpin (PC #1) grüne Kurve und Inn außeralpin (PC #1) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

Das Zirkulationsmuster  $TF^{SLP}$  tritt mit Beginn des 19. Jh.s für beide Flussabschnitte in vermehrter Form auf (vgl. Abb. 5.81). Eine erste dominante Phase kann mit Maximum für beide Teilbereiche des Inns um 1850 festgehalten werden, die zweite dominante Phase mit Beginn des 20. Jh.s nur für den außeralpinen Inn.

Die atmosphärische Rahmenbedingung  $TGB^{SLP}$  spielt für die Hochwasserrelevanz am außeralpinen Inn mehrfach eine ausgeprägte Rolle (siehe um 1650 und erste Hälfte des 20. Jh.s). In Abbildung 5.82 kann nur in der zweiten Hälfte des 19. Jh.s eine analoge Entwicklung der Zeitkoeffizienten mit dem inneralpinem Inn indiziert werden.



**Abb. 5.81:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $TF^{SLP}$  Inn inneralpin (PC #2) grüne Kurve und Inn außerlpin (PC #2) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985



**Abb. 5.82:** Zeitkoeffizienten Index-H für die hochwassergekoppelten Muster  $TGB^{SLP}$  Inn inneralpin (PC #3) grüne Kurve und Inn außerlpin (PC #3) blaue Kurve; jeweils für die Zeitreihen Sommer 1500 – 1985

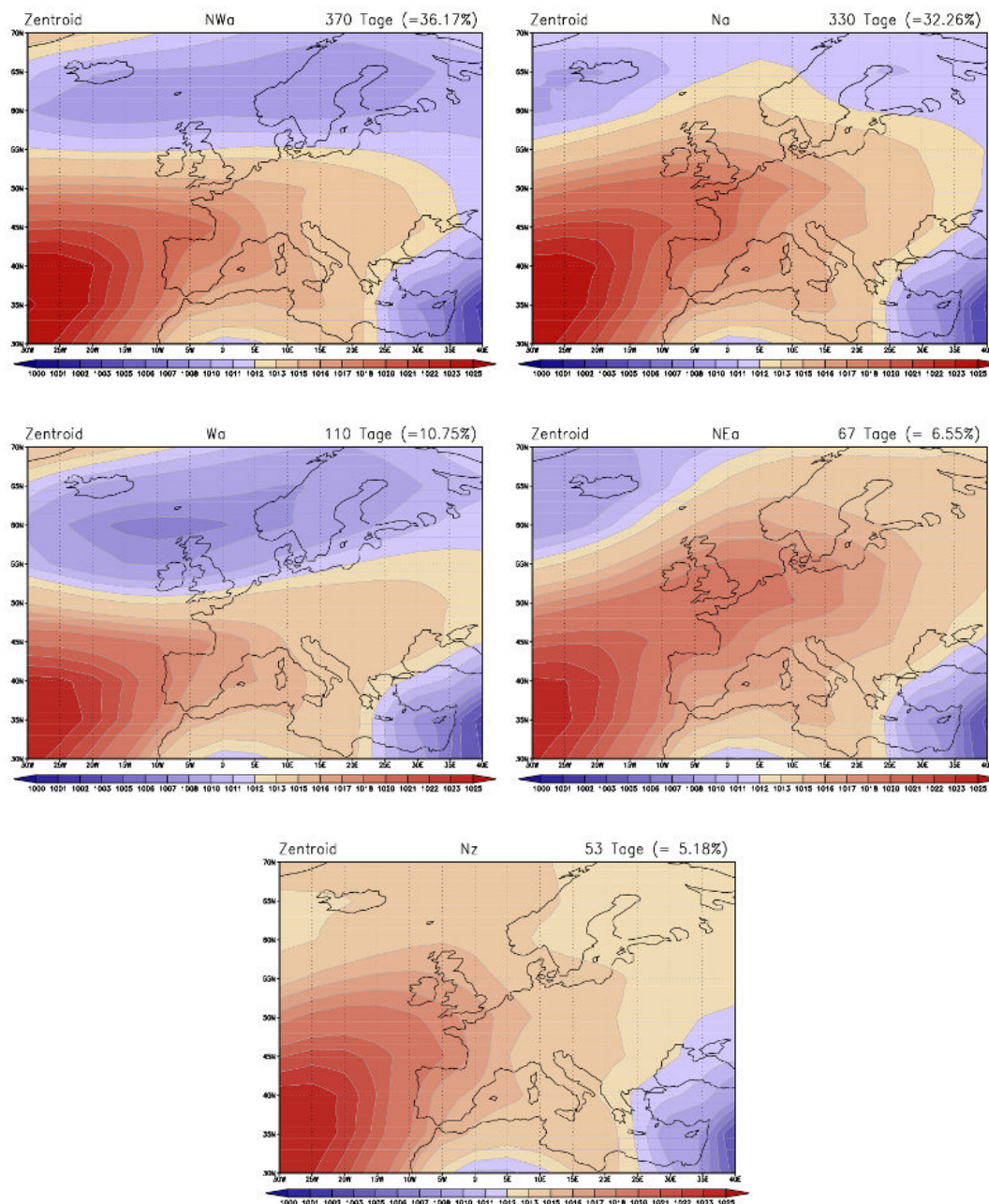
Auf einen visuellen Vergleich der Zeitkoeffizienten der jeweils vierten Hauptkomponente wird verzichtet. Dem Muster  $TN^{SLP}$  mit Hochwasserrelevanz für den außerlpinen Inn steht ein Muster  $TR^{SLP}$  gegenüber (vgl. Abb. 5.68a). Während  $TN^{SLP}$  für den außerlpinen Inn PC #4 erst ab Mitte des 20. Jh.s eine untergeordnete Rolle spielt, ist die Bedeutung von  $TR^{SLP}$  für den inneralpinen Inn deutlich ausgeprägt und erstmals zu Beginn des 18. Jh.s von gesteigerter Bedeutung. Hauptkomponente #4 für den inneralpinen Fließbereich ist mit knapp 20% Erklärungsanteil hervorzuheben. Eine besonders auffällige Phase kann um 1850 konstatiert werden. Für diese extrem hochwasserreiche Phase kann eine Übereinstimmung anhand der differenzierten H Indizes indiziert werden. Die Zeitkoeffizienten für das Muster  $AK^{SLP}$  weichen jedoch von dem weitgehend analogen Trendverhalten der PCs #3 und #4 ab (vgl. Abb. 5.80 – 5.82).

## **5.9 Analyse der Hochwassergeschichte des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete nach der Wetterlagenklassifikation „Großwettertypen“**

Die Analyse der Hochwasser begleitenden atmosphärischen Rahmenbedingungen wurde in den vorhergehenden Kapiteln anhand der Hauptkomponentenanalyse vorgenommen. In diesem Kapitel wird auf ein weiteres Verfahren zurückgegriffen, das dazu beitragen soll, das Verständnis für das Auftreten hochwasserrelevanter Wetterlagen im BAV weiter zu verbessern. Dieser Auswertung liegen wiederum die rekonstruierten Luftdruckfelder nach Luterbacher et al. (2002a) zu Grunde, die einer Klassifikation nach „Großwettertypen“ unterzogen wurden (vgl. Beck 2000). Das Verfahren nach Beck stellt keinen vollständig neuen methodischen Ansatz der Wetterlagenklassifikation dar, vielmehr ist es ein Objektivierungsverfahren der Großwettertypen nach Hess & Brezowsky (vgl. Gerstengarbe & Werner 2005). Beck definiert insgesamt 18 Großwettertypen, die in Bezug zu den Hochwasserereignissen des BAV sowie zu seinen einzelnen Einzugsgebieten gestellt werden. Die zirkulationsdynamische Bewertung erfolgt anhand des Konzeptes der Flood Hydroclimatology (vgl. Kapitel 4.4.3).

Auf Basis der Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) und einem Verfahren nach Beck (2007) konnten für den Zeitabschnitt 1500 – 1658 bei saisonaler Auflösung für die im BAV besonders hochwasserrelevante Saison Sommer lediglich 8 allgemeine Großwettertypen ausgewiesen werden. Dabei dominieren die Großwettertypen Nordwest antizyklonal (NWa) und Nord antizyklonal (Na) diesen Zeitabschnitt mit Erklärungsanteilen von 49% bzw. 44%. Die räumliche Konfiguration dieser dominanten Muster kann Abbildung 5.83 entnommen werden, die sich auf den Zeitraum 1659 – 1999 bezieht; die beiden dominanten Muster (PC # 1 und PC # 2) entsprechen sich aber.

Aufgrund der limitierenden Datengrundlage vor 1659 wird die Diskussion erst mit Beginn der monatlich aufgelösten Druckfelder geführt. Für den Zeitraum bis 1999 können 14 von 18 möglichen Großwettertypen für die Sommermonate indiziert werden. Den größten Erklärungsanteil an der atmosphärischen Rahmenbedingung für die Hochwassergenese innerhalb des BAV liefern die Großwettertypen NWa (~ 36%) und Na (~32%). Die Bedeutungspalette kann aber um die Großwettertypen West antizyklonal (Wa, ~ 11%), Nordost antizyklonal NEa (~ 7%) und Nord zyklonal (Nz, 5%) erweitert werden (vgl. Abb.5.83).



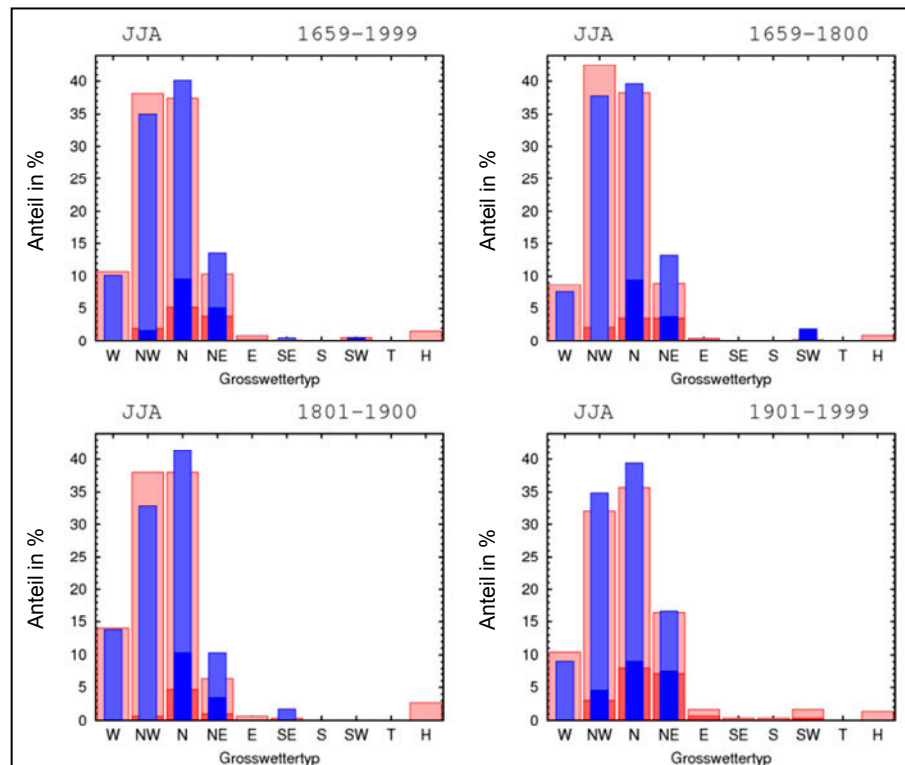
**Abb. 5.83:** Zentroide der wichtigsten allgemeinen Großwettertypen auf Basis monatlicher Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (1659 – 1999) nach Methode Beck (2000). Von oben nach unten: Nordwest antizyklonal (Nwa), Nord antizyklonal (Na), West antizyklonal (Wa), Nordost antizyklonal (NEa) und Nord zyklonal (Nz)

Für die folgenden Abbildungen gilt: Das allgemeine, prozentuale Auftreten der Großwettertypen wird durch rote Säulen angezeigt. Die roten Säulen lassen sich weiter in antizyklonale (hellrot) und zyklonale (dunkelrot) Ausprägung der zugrundeliegenden Muster differenzieren. Die blauen Säulen indizieren den Zusammenhang Großwettertyp/Hochwasser. Hellblau indiziert die Monate mit Hochwasservorkommen bei antizyklonal vorherrschenden Großwettertypen, dunkelblau zeigt die Beziehung zyklonale Großwettertypen/Hochwasser an. Die prozentualen Anteile der Säulen beschreiben jeweils 100% des Erklärungsanteils, d. h. die roten Säulen zeigen 100% der allgemeinen Großwettertypen und die



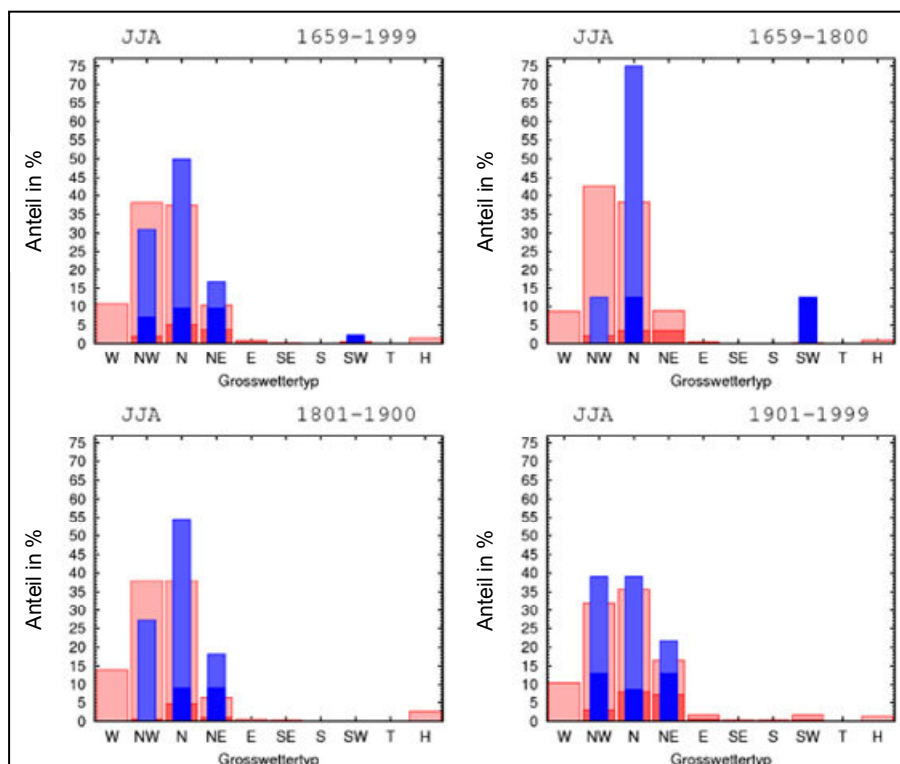
blauen Säulen repräsentieren 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen. Für die Großwettertypen T (Tief) und H (Hoch) entfällt eine Differenzierung in zyklonal und antizyklonal. Die Graphik links oben zeigt jeweils die Ergebnisse für den gesamten Zeitraum 1659 – 1999 an. Die weiteren Graphiken zeigen von rechts oben über links unten sowie rechts unten die chronologische Abfolge der zeitlichen Variabilität für ausgewählte Zeiträume an, die im Folgenden als Subphasen deklariert werden (Subphase 1: 1659 – 1800, Subphase 2: 1801 – 1900, Subphase 3: 1901 – 1999).

In Abbildung 5.84 ist die Beziehung Hochwasser/Großwettertypen insgesamt für das BAV im Sommer dargestellt. Die atmosphärische Rahmenbedingung der Hochwassergenese für den gesamten Zeitraum wird von den Großwettertypen NWa und Na dominiert. Für das Muster N kann zusätzlich eine zyklonale Komponente angezeigt werden. Die Großwettertypen NE (zyklonal wie antizyklonal) und W (antizyklonal) spielen nur eine untergeordnete Rolle, wie auch die Großwettertypen SE und SW an der Hochwassergenese im BAV.



**Abb. 5.84:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen BAV Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die zeitliche Variabilität der Beziehung Großwettertypen/Hochwasser fällt mit Blick auf die einzelnen Subphasen gering aus. Die Kopplung zwischen Hochwassergenese im BAV und Großwettertypus über dem nordostatlantisch/europäischen Raum der einzelnen Subphasen entspricht weitgehend der mittleren prozentualen Verteilung für die gesamte Zeitreihe (vgl. Abb. 5.84, links oben). Das Muster SWz gewinnt in Subphase 1 einmalig an geringer Bedeutung (vgl. Abb. 5.84 rechts oben), in Subphase 2 lässt sich eine geringe Bedeutung von Muster SEa indizieren (vgl. Abb. 5.84, links unten). Die hochwasserrelevanten Muster N, NW, NE und W variieren in geringem Maße hinsichtlich ihrer Erklärungsanteile (vgl. Abb. 5.83).



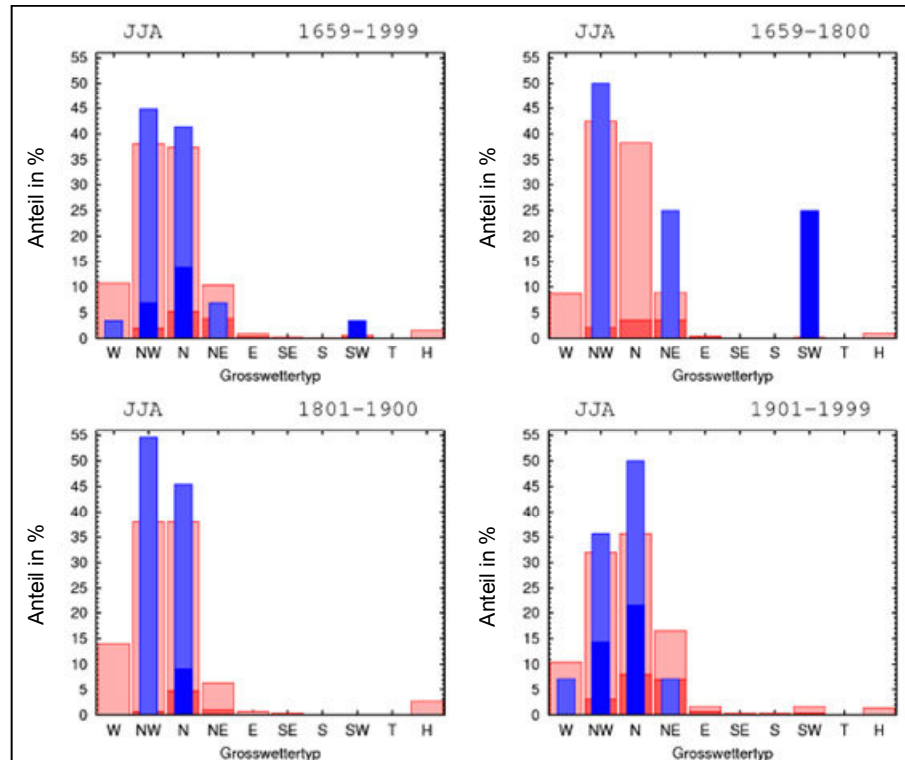
**Abb. 5.85:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Iller Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die Beziehung Großwettertypen/Hochwasser der einzelnen Einzugsgebiete ist durch eine wesentlich höhere Variabilität geprägt. In Abbildung 5.85 sind die atmosphärischen Rahmenbedingungen für die Iller dargestellt. Für Subphase 1 kann eine absolute Dominanz für das Muster N hauptsächlich in antizyklonaler Ausprägung angezeigt werden. Die Muster NWa und SWz spielen mit jeweils rund 10% Erklärungsanteil nur eine untergeordnete Rolle. Dieses extreme Verhältnis verändert sich in den Subphasen 2 bis 3 deutlich. In Subphase 2 stellt die



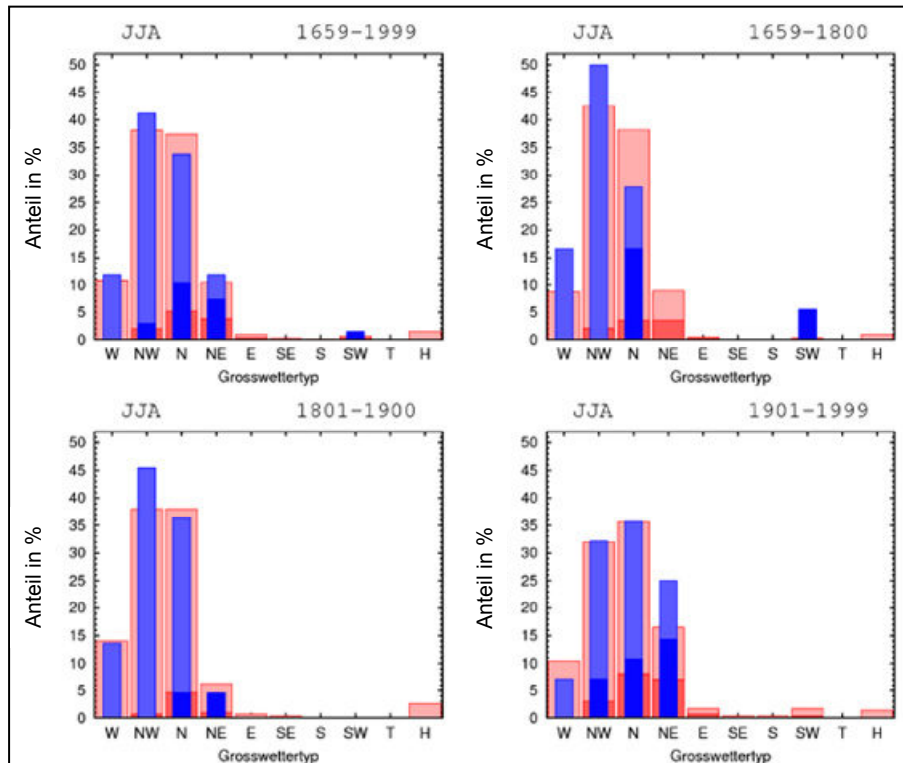
Großwetterlage N noch immer das häufigste hochwassergekoppelte Muster dar, aber der Anteil nimmt merklich ab. Die Muster NW und NE gewinnen an Bedeutung, das Muster SW spielt gar keine Rolle mehr. In Subphase 3 verliert das Muster N nochmals an Bedeutung und ist in ähnlicher Häufigkeit wie das Muster NW hochwasserrelevant, das Muster NE gewinnt ebenfalls an Bedeutung.

Die Hochwasserrelevanz der Großwettertypen an der Wertach sind von ausgeprägter Variabilität gekennzeichnet (vgl. Abb. 5.86). In Subphase 1 stellen die Muster NWa, NEa und SWz die atmosphärische Rahmenbedingung der Hochwassergenese dar. In Subphase 2 zeigt sich ein stark verändertes Bild. Den größten Erklärungsanteil besitzt immer noch das Muster NWa. Aber der Vergleich mit Subphase 1 zeigt, dass die Muster NE und SW für die Hochwassergenese keinerlei Rolle mehr spielen. An deren Stelle tritt das Muster N. Dieses Muster übernimmt in Subphase 3 die führende Rolle, das Muster NW verliert an Bedeutung und mit den Mustern W und NE können zwei weitere Muster mit untergeordneter Hochwasserrelevanz indiziert werden.



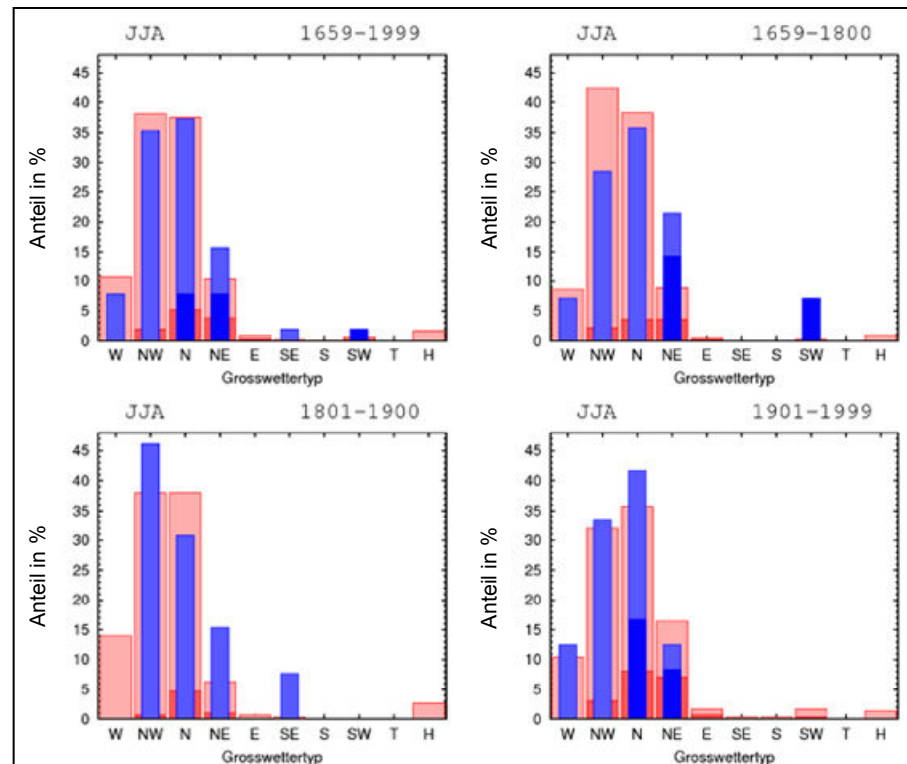
**Abb. 5.86:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Wertach Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die Verhältnisse für den Lech sind von vergleichsweise geringer Variabilität geprägt, wie anhand von Abbildung 5.87 hervorgeht. Die größten Unterschiede lassen sich für Subphase 1 und 3 anzeigen. In Subphase 1 spielt das Muster SWz einmalig eine untergeordnete Rolle, dominantes Muster ist NWa, gefolgt von den Großwettertypen N und W. In Subphase 3 hat das Muster NW die dominierende Rolle an das Muster N verloren, für das Muster NE kann eine zunehmende Hochwasserrelevanz ausgewiesen werden.



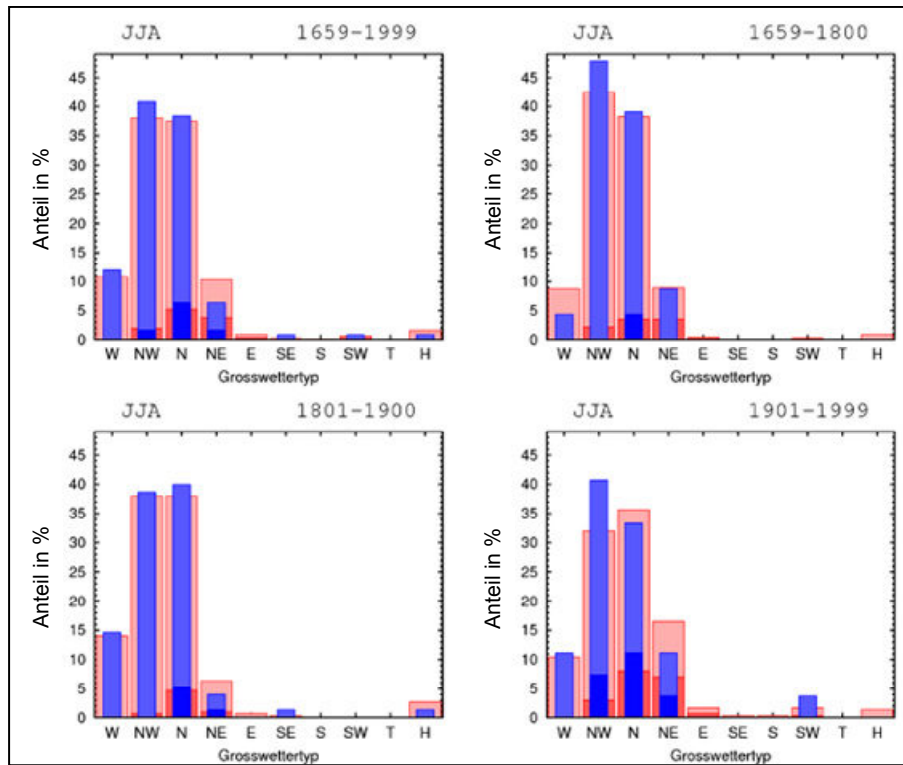
**Abb. 5.87:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Lech Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

An der Isar kann für alle drei ausgewiesenen Zeiträume eine Variabilität der hochwassergebundenen GWTs indiziert werden. In Subphase 1 besitzt der GWT SWz einmalig in der gesamten Zeitreihe eine untergeordnete Rolle. In Subphase 2 kann für das Muster W ein fehlender Bezug zur Hochwassergenese an der Isar aufgezeigt werden, das Muster NWa gewinnt hingegen deutlich an Bedeutung. In Subphase 3 ist die Hochwassergenese auf die GWTs Wa, NWa, Na&z, und NEa&z beschränkt und spiegelt weitgehend mittlere Verhältnisse wider (vgl. Abb. 5.88 links oben und rechts unten).



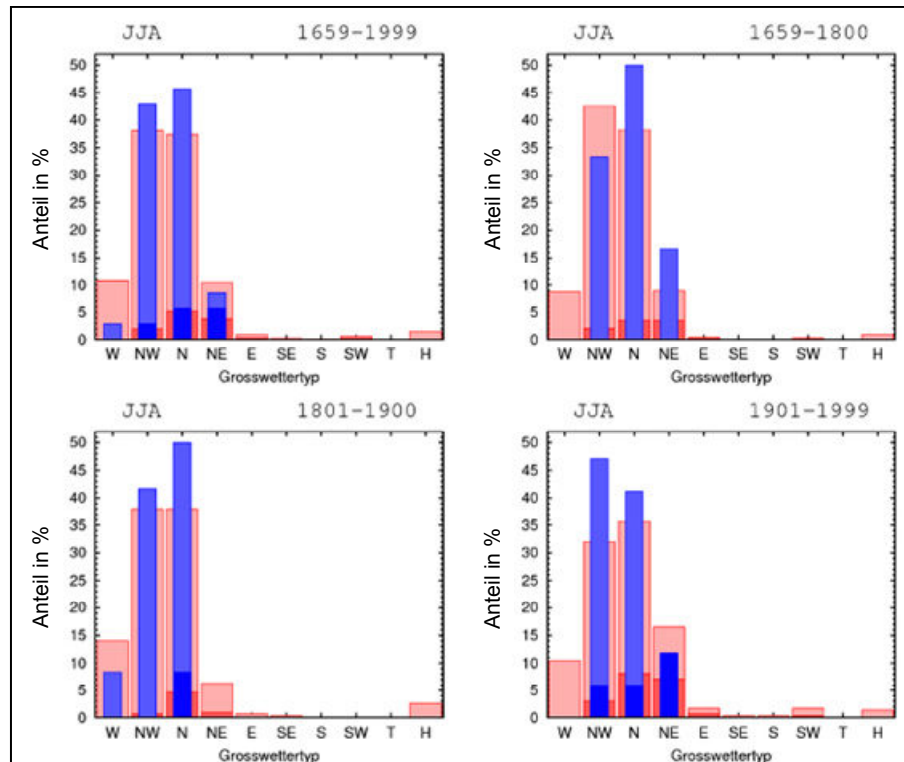
**Abb. 5.88:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Isar Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die zeitliche Variabilität am inneralpinen Inn ist nur schwach ausgeprägt (vgl. Abb. 5.89). Die Muster NW (vornehmlich in antizyklonaler Ausprägung) und N (antizyklonal wie auch zyklonal) sind dominant, Wa und NE (antizyklonal wie auch zyklonal) haben schwankende Erklärungsanteile zwischen 5% und 15%. In Subphase 3 spielt einmalig das Muster SW eine marginale Bedeutung für die Hochwassergenese.



**Abb. 5.89:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Inn inneralpin Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die Variabilität am außeralpinen Inn zeigt sich dagegen stärker akzentuiert. Wa spielt ausschließlich in Subphase 2 eine (geringfügige) Rolle, das Muster NE ist jedoch bedeutungslos. In den Subphasen 1 und 3 hingegen spielt das Muster Ne (bei jeweils unterschiedlicher Ausprägung der Zyklonalität) eine gewisse Rolle (vgl. Abb. 5.90).

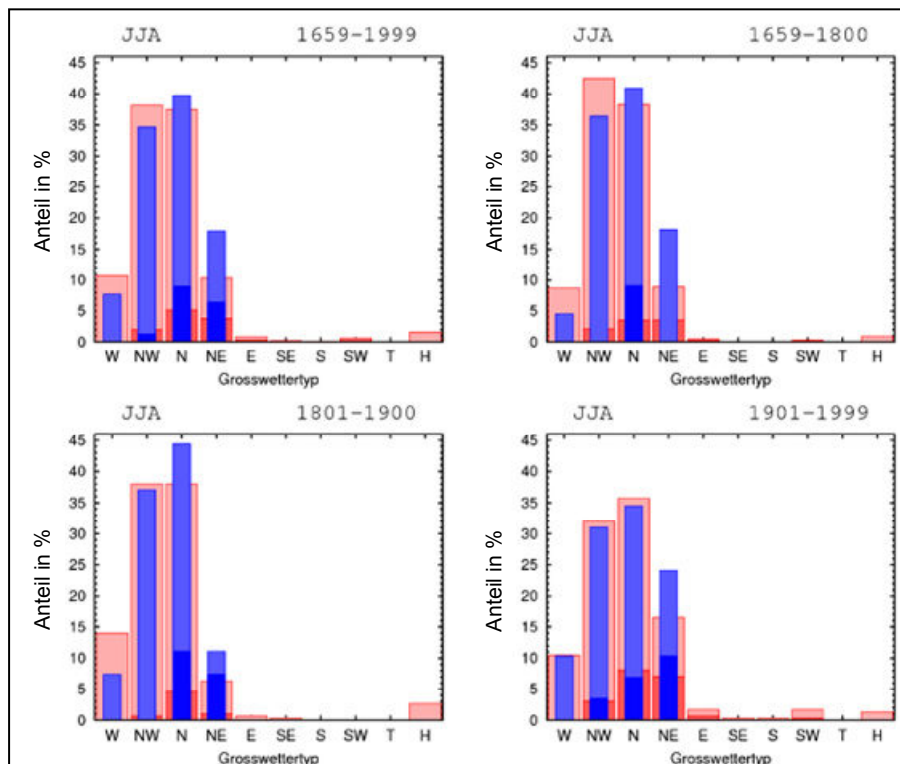


**Abb. 5.90:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Inn außeralpin Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die größte Auffälligkeit an der Salzach kann für Subphase 3 indiziert werden (vgl. Abb. 5.91). Das Muster NE (antizyklonal wie auch zyklonal) hat mit ca. 25% Erklärungsanteil an der atmosphärischen Rahmenbedingung der Hochwassergenese einen verhältnismäßig hohen Anteil.

Der Vergleich innerhalb des BAV zeigt eine generelle Dominanz der atmosphärischen Hochwasserrahmenbedingung unter Beteiligung der Großwettertypen NW, N und NE, meist in antizyklonaler Ausprägung. Die Einzugsgebiete von Iller und Wertach weichen am deutlichsten von den mittleren Verhältnissen ab. Diese Differenzierung ist in Zusammenhang mit der westlichen Lage innerhalb des Untersuchungsgebietes und den relativ geringen alpinen Anteilen der Ein-

zugsgebiete zu sehen und unterstreicht die differenten Verhältnisse des westlichen Randgebietes. Eine weitere Differenzierung innerhalb des BAV kann für den Zeitraum 1659 – 1800 indiziert werden. Die räumliche Abgrenzung verläuft zwischen den Einzugsgebieten von Inn und Isar. Die westlich gelegenen Einzugsgebiete des BAV werden in Subphase 1 von dem Großwettertyp SW begleitet. Speziell an der Wertach gewinnt dieser Großwettertyp zwischen 1659 und 1800 an Bedeutung. Für die besonders alpin geprägten Flussläufe von Inn und Salzach spielt dieser Großwettertyp während dieser Phase keinerlei Rolle. Die größte Variabilität in zeitlicher wie räumlicher Hinsicht kann für den Großwettertyp West indiziert werden.



**Abb. 5.91:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Salzach Sommer 1659 – 1999. Links oben: Gesamtzeitraum (1659 – 1999), rechts oben: Subphase 1 (1659 – 1800), links unten Subphase 2 (1801 – 1900) und rechts unten Subphase 3 (1901 – 1999). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Nach der Klassifikation der Großwettertypen haben vornehmlich Zirkulationsmuster mit nördlicher Komponente großen Anteil an der Hochwassergenese innerhalb des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete. Dieses Ergebnis weicht deutlich von den atmosphärischen Rahmenbedingungen der Hochwassergenese Mitteleuropas ab. Jacobeit et al. (2004) gliedern Nordlagen hinsichtlich ihrer Hochwasserbedeutsamkeit für Mitteleuropa kategorisch aus. Im Gegensatz dazu konnte im Rahmen der vorliegenden Studie eine hohe Bedeutung nördlicher

Wetterlagen innerhalb des BAV aufgezeigt werden. Diese Strömungskonfigurationen in Zusammenhang mit der Hochwassergenese können speziell für den Zeitraum ab 1850 extrahiert werden.

Insgesamt lässt sich konstatieren, dass die Hochwasserrelevanz der atmosphärischen Rahmenbedingungen im BAV der räumlichen Lage der einzelnen Einzugsgebiete in Kombination mit zeitlicher Variabilität unterliegt. Die zeitliche Variabilität der Strömungskonfigurationen wird durch externe und interne Klimasystemschwankungen verursacht, die zusätzlich internen Schwankungen hinsichtlich zirkulations- und klimarelevanter Parameter unterliegen (vgl. Kapitel 5.4, 5.7 und 5.8).

### **5.10 Die Hochwasserereignisse des BAV ab 1850 auf Basis täglich aufgelöster Klimakennwerte**

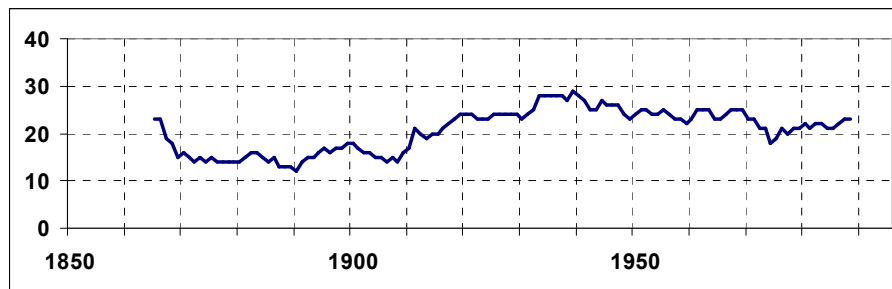
Ab dem Jahr 1850 kann für die Analyse der Hochwassergeschichte des BAV auf täglich gegitterte Luftdruckdaten (auf Meereshöhe reduziert) zurückgegriffen werden (vgl. Ansell et al. 2007). Die verbesserte zeitliche Auflösung ist auf den Beginn der EIP um 1780 zurückzuführen und basiert auf täglichen Messreihen klimatischer Kenngrößen in (Mittel-) Europa. Für das BAV kann parallel eine verbesserte Datenlage hinsichtlich hydrologischer Messwerte konstatiert werden (EIP Daten ab 1826). Im folgenden Kapitel wird die Hochwasserentwicklung auf Basis der EIP/MIP Daten (vgl. Kapitel 4.1.2) und der EMULATE Luftdruckdaten (EMSLP3) für den nordostatlantisch/europäischen Raum ab dem Jahr 1850 vorgestellt (vgl. Kapitel 4.1.4). Somit beginnt diese Subphase der Hochwasserchronologie des BAV mit dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ respektive mit Beginn des „Klimaoptimums der Moderne“. In die Auswertung fließen ausschließlich Hochwasser der Klasse 2 und 3 ein, Hochwasser der Klasse 1 werden kategorisch ausgeschlossen. Mit dieser Reduktion wird gewährleistet, dass nur statistisch auffällige („Extrem-“) Ereignisse Anwendung finden (vgl. Kapitel 4.3.1).

#### **5.10.1 Häufigkeitsverteilung der Hochwasser des BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete ab 1850**

Das „Klimaoptimum der Moderne“, d. h. die Temperaturentwicklung der vergangenen 160 Jahre, stellt eine Zäsur innerhalb der Hochwassergeschichte des BAV dar. Mit den EIP/MIP Daten kann erstmals auf eine tägliche Datengrundlage zurückgegriffen werden, nahezu zeitgleich beginnen nachhaltige und systematische Eingriffe in die Flusssysteme der Alpennordseite. In Summe führen anthropogene und natürliche Veränderungen zu einer Überlagerung multipler Trends. Aufgrund dieser veränderten Rahmenbedingungen bleibt eine Trendanalysen der Häufigkeitsverteilung für das BAV und seiner einzelnen Einzugsgebiete auf die zeitliche Entwicklung ab 1850 beschränkt. In Abbildung 5.92 ist exemplarisch



die 31-jährige gleitende Hochwasserhäufigkeit des BAV nach EIP/MIP Daten für die Sommermonate zwischen den Jahren 1850 und 1999 dargestellt.



**Abb. 5.92:** 31-jährige gleitende Hochwasserfrequenz Sommer BAV auf Basis von EIP/MIP Daten der Hochwasserklassen 2 und 3 zwischen 1850 – 1999.

Der Zeitreihenbeginn in Abbildung 5.92, 15 Jahre nach dem Beginn der Datenverfügbarkeit, ist methodisch bedingt. Der Kurvenverlauf unterliegt anfänglich noch der Hochwasserphase  $PH7^{\text{SommerBAV}}$  (1815 – 1865) mit Maximum um 1850 (vgl. Abb. 5.12 bzw. 5.43). Die Hochwasserfrequenz geht in der 8. und 9. Dekade des 19. Jh.s auf ein absolutes Minimum innerhalb der dargestellten Zeitreihe zurück (vgl. Abb. 5.92). Ein Maximum innerhalb der Hochwasserfrequenz wird in den 1940er Jahren erreicht. Die nachfolgende Entwicklung der Hochwasserfrequenz bewegt sich anschließend auf hohem Niveau. Die Minima um 1890 und in den 1970er Jahren fallen zeitgleich mit Phasen stagnierender Temperaturentwicklungen zusammen, ein Aspekt der in Kapitel 6 nochmals aufgegriffen wird (vgl. Abb. 6.1).

**Tab. 5.9:** Statistische Parameter der Häufigkeitsverteilung der Hochwasser im BAV und seiner Einzugsgebiete zw. 1850 – 1999. \* Signifikanz auf dem 90%-Niveau, \*\* 95%-Niveau, \*\*\* 99,9 %-Niveau, - nichtsignifikante Abnahme, + nichtsignifikante Zunahme

	Signifikanz	Tendenz
<b>BAV</b>	-	+
<b>Iller</b>	**	+
<b>Wertach</b>	-	-
<b>Lech</b>	***	+
<b>Isar</b>	-	-
<b>Inn (außeralpin)</b>	-	+
<b>Salzach</b>	-	+

Die Entwicklung der Hochwasserfrequenzen im BAV und in den untersuchten Einzugsgebieten erfährt in Tabelle 5.9 eine statistisch quantitative Bewertung. Die Hochwasserfrequenzen wurden hinsichtlich ihrer Trendentwicklung mittels Mann-Kendall-Analyse untersucht. Die unterschiedlichen Signifikanzniveaus (s.



Tabellenüberschrift) sind durch Sternsymbole gekennzeichnet, Plus- oder Minuszeichen indizieren eine generelle Zu- bzw. Abnahme der Hochwasserhäufigkeit.

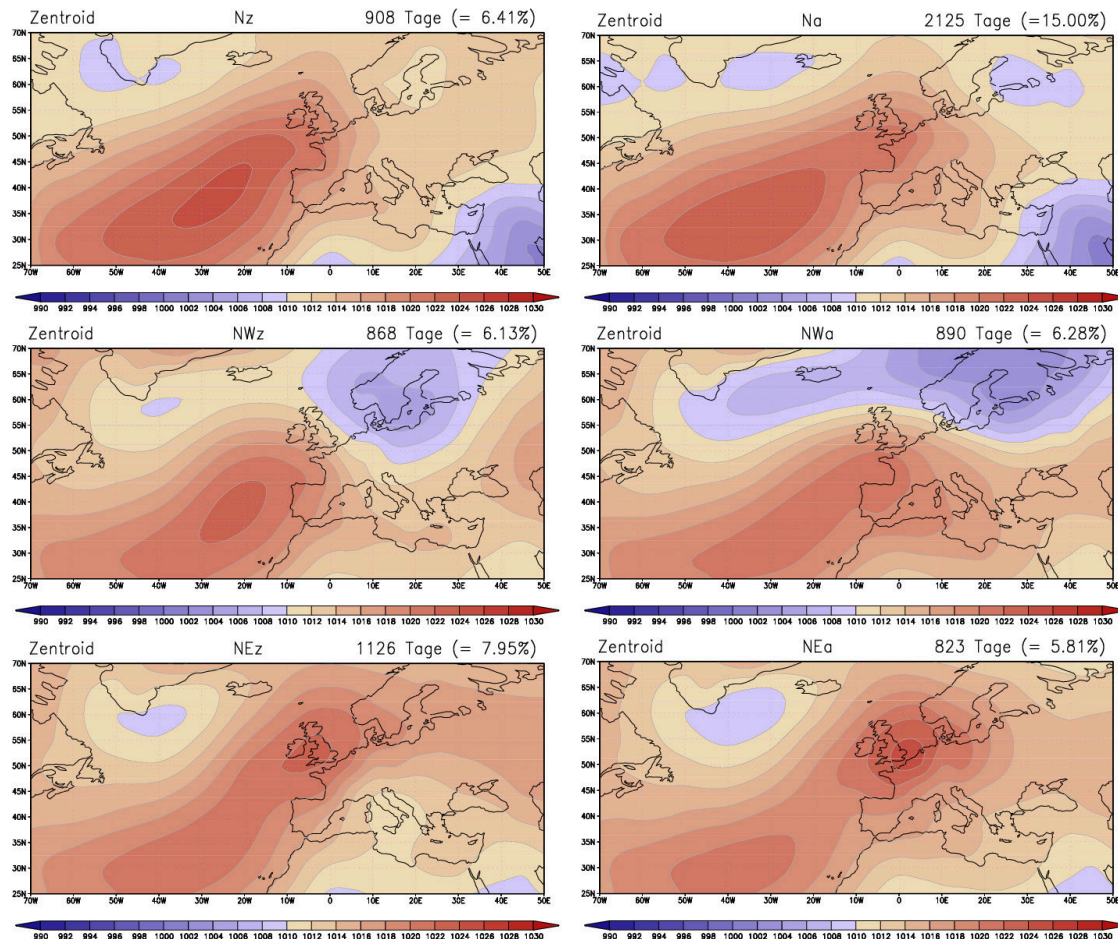
Für das gesamte BAV kann generell eine nichtsignifikante Zunahme der Hochwasserhäufigkeit angezeigt werden. Für den westlichen Teilbereich mit den Flüssen Iller und Lech können jeweils signifikante Zunahmen der Hochwasserfrequenz indiziert werden. An der Iller ist die Zunahme hochsignifikant, am Lech höchstsignifikant. Die Wertach als Voralpenfluss wird aufgrund ihres Abflusstypus im Rahmen dieses Vergleichs ausgeklammert (nichtsignifikante Abnahme der Hochwasserhäufigkeit). An der Isar nimmt die Hochwasserhäufigkeit nichtsignifikant ab. Für den außeralpinen Inn und die Salzach können jeweils nichtsignifikante Zunahmen registriert werden. Diese Gegenüberstellung zeigt zum wiederholten Mal ein räumliches Muster der Hochwasserverteilung innerhalb des BAV, das sich in einen westlichen und einen östlichen Teilbereich, mit der Isar als Übergangsbereich, unterteilen lässt. Der westliche Teilbereich des BAV mit den Flüssen Iller und Lech ist durch signifikant ausgeprägte positive Trendentwicklung gekennzeichnet, für den östlich gelegenen Teilbereich mit dem außeralpinen Inn und der Salzach kann eine reduzierte nichtsignifikante positive Trendentwicklung konstatiert werden. Die Isar befindet sich in einem Übergangsraum und weist als einziger der untersuchten alpinen Flüsse eine nichtsignifikante, negative Trendentwicklung auf.

#### **5.10.2 Differenzierung der Hochwassergeschichte anhand täglich aufgelöster SLP-Luftdruckfelder**

Der folgende Auswertungsschritt wurde analog zu den vorhergehenden Untersuchungen mittels t-modaler Hauptkomponentenanalyse und der Wetterlagenklassifikation „Großwettertypen“ vorgenommen. Auf Basis der Klassifikation „Großwettertypen“ konnte eine höhere Differenzierung hinsichtlich hochwasserrelevanter Wetterlagen erzielt werden. Dementsprechend bleibt die Analyse der Hochwassergeschichte des BAV auf Basis der EMSLP3 Daten (vgl. Kapitel 4.1.4) auf die Ergebnisse des Klassifikationsverfahrens „Großwettertypen“ beschränkt. Ein Vergleich zwischen den methodischen Verfahren „Großwettertypen“ und „PCA“ hat jedoch hinsichtlich der hochwasserrelevanten Strömungsmuster eine weitgehend vergleichbare Übereinstimmung hervorgebracht (vgl. Lang 2010). Die Analyse der Kopplung Hochwasser/Großwettertyp wurde um die synoptische Entwicklung des vorhergehenden Tages (vor dem jeweiligen Hochwasserhöchststand) ergänzt. Damit wird der Hochwasser auslösenden zeitlichen Niederschlagsverteilung im Mittel besser entsprochen, da in der Regel den Hochwasserereignissen im BAV längere Niederschlagsperioden voraus gehen.

Exemplarisch wurde für einige herausragende Hochwasserereignisse mit überregionaler Bedeutsamkeit die synoptische Entwicklung über ein 7-tägiges Panel der Luftdruckmuster analysiert (vgl. z. B. Abb. 4.13 und 4.15). Dabei hat sich gezeigt, dass sich die räumliche Auflösung der EMSLP3 Daten bei der Betrachtung

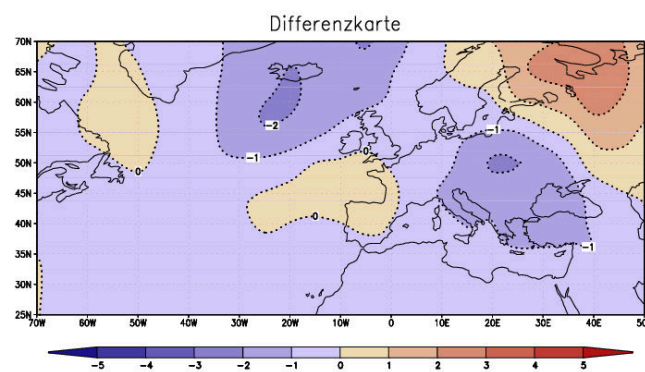
mesoskaliger Störungen limitierend auswirken kann. Zu den mesoskaligen Störungen zählen die für das BAV besonders hochwasserrelevanten Vb-Wetterlagen. Dementsprechend bleibt die Analyse hochwasserrelevanter Zirkulationsmuster anhand der EMULATE Daten auf großräumig, makroskalige Zirkulationsmuster beschränkt. Das Konzept der Flood Hydroclimatology erfährt in diesem Zusammenhang eine Adaption in Form eines übergeordneten räumlichen Aspektes (vgl. Kapitel 4.1.4).



**Abb. 5.93:** SLP-Luftdruckzentroide der allgemeinen Zirkulationsmuster mit Hochwasserrelevanz für die Sommermonate zwischen 1850 – 2003

In Abbildung 5.93 sind jeweils die Zentroide der SLP-Luftdruckverteilung der allgemeinen Zirkulationsmuster mit erhöhter Hochwasserrelevanz dargestellt. Die Luftdruckzentroide werden durch die Mittelung aller einer Klasse zugewiesenen Einzelfelder berechnet, dadurch erhält man differenzierbare, klassenspezifische Muster. In abnehmender Bedeutung sind das die Großwettertypen Nord zyklonal und Nord antizyklonal (Nz/Na), Nordwest zyklonal und Nordwest antizyklonal (NWz/NWa) sowie Nordost zyklonal und Nordost antizyklonal (NEz/NEa). Weitere Zirkulationsmuster mit untergeordneter Bedeutung für die Hochwassergenese innerhalb des BAV sind die Großwettertypen H und Wa/Wz (vgl. Tab. 5.9).

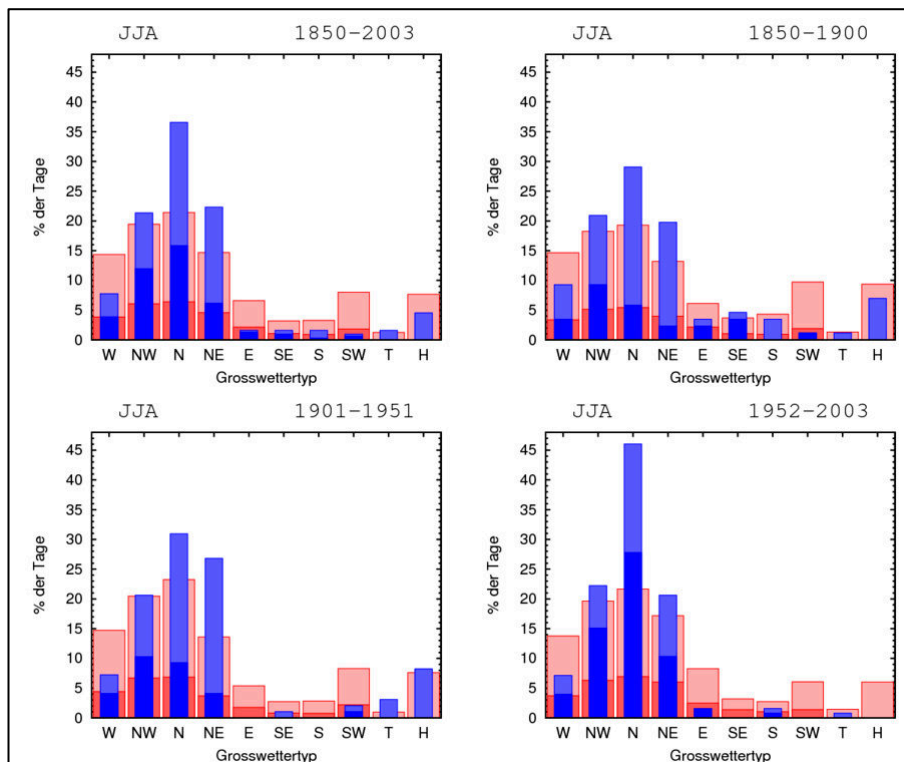
Eine Differenzierung zwischen allgemeiner und hochwasserrelevanter Ausprägung eines klassifizierten Musters kann anhand von Kompositenbildung vorgenommen werden. Dazu werden zwei Musterklassen gebildet, einmal für die Tage ohne und einmal für die Tage mit Hochwasserbeteiligung. Aus den räumlichen Unterschieden zwischen diesen differenzierten Mustertypen kann eine Anomalie, die sich in Form von Differenzkarten darstellen lässt, berechnet werden. In Abbildung 5.94 ist exemplarisch die Differenzkarte für das Zirkulationsmuster Na dargestellt. Dieses Muster besitzt den größten Anteil an der Erklärungsvarianz der Hochwassergenese im BAV (vgl. Tab. 5.9). Charakteristisch für die Hochwassergenese im BAV ist die Ausprägung einer Anomalie mit einem Zentrum niedrigen Luftdrucks über dem Balkan, der in den Mittelmeerraum hineinreicht, sowie ein Tief bei Island.



**Abb. 5.94:** Differenzkarte der relativen Luftdruckverteilung für den Großwettertyp Nord antizyklonal

In Abbildung 5.95 ist die Beziehung zwischen dem grundlegenden Auftreten der allgemeinen Zirkulationsmuster (rote Säulen) und dem hochwassergebundenem Auftreten der Zirkulationsmuster (blaue Säulen) dargestellt. Die gegenübergestellten Musterklassen beschreiben jeweils 100% des Auftretens (vgl. Kapitel 5.9)

Für die Sommermonate zwischen 1850 bis 2003 kann für die Hochwassergenese im BAV die Dominanz nördlicher Großwettertypen hervorgehoben werden (vgl. Abb. 5.95). Den größten Erklärungsanteil an den Hochwasserfällen im BAV haben die Muster Na, Nz und NEa. Ein Vergleich der Subphasen zeigt für den Zeitraum 1952 bis 2003 die größte Abweichung vom Mittel. Während dieser Phase hat die Wetterlage N, sowohl in zyklonaler wie auch in antizyklonaler Ausprägung, einen überproportionalen Erklärungsanteil an der Hochwassergenese innerhalb des BAV. Die Bedeutung von Großwettertyp H ist hingegen völlig zum Erliegen gekommen.



**Abb. 5.95:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Sommer BAV zwischen 1850 – 2003. Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Neben den täglichen Luftdruckdaten ab 1850 stehen in gleicher zeitlicher Auflösung Niederschlags- und Temperaturrekonstruktionen zur Verfügung (vgl. Jacobeit et al. 2009). In Tabelle 5.10 sind die klimarelevanten Kenngrößen Temperatur und Niederschlag und der zirkulationsrelevante Parameter Intensität nach signifikantem Trendverhalten in Bezug auf die Zirkulationsmuster aufgeführt. Auf signifikantes Trendverhalten wurde mittels U-Test nach Mann/Whitney geprüft (vgl. Kapitel 4.4.1). In der Spalte „Anzahl“ sind die Wetterlagen nach täglicher Häufigkeit sowohl für das allgemeine wie für das hochwassergekoppelte Auftreten gegenübergestellt. Der Großwettertyp Nz konnte anhand der EMSLP3 Daten beispielsweise für die Sommermonate insgesamt für 883 Tage bestimmt werden. Davon können 49 Tage mit Hochwasserereignissen und der synoptischen Entwicklung im Vorfeld der Ereignisse in Verbindung gebracht werden.

Die Klimakenngrößen Niederschlag und Temperatur zeigen für alle Zirkulationsmuster, exklusive Wa/Wz und H (nur für Niederschlag), signifikante Abweichungen auf unterschiedlich hohen Signifikanzniveaus auf.

**Tab. 5.10:** Signifikanztest der zirkulationsmusterinternen Klimakenngrößen Temperatur und Niederschlag sowie der zirkulationsdynamischen Kenngröße Intensität für allgemeine und hochwassergekoppelte Großwettertypen mittels U-Test nach Mann/Whitney.

GWT	Anzahl	Temperatur in °C	Niederschlag in mm	Intensität
<b>Na</b>	<b>2052</b>	<b>17,26***</b>	<b>3,06***</b>	<b>5,37</b>
	<b>61</b>	<b>15,02***</b>	<b>7,48***</b>	<b>5,96</b>
<b>Nz</b>	<b>883</b>	<b>15,63**</b>	<b>7,37***</b>	<b>5,73</b>
	<b>49</b>	<b>14,43**</b>	<b>13,37***</b>	<b>6,07</b>
<b>NEa</b>	<b>1387</b>	<b>17,83***</b>	<b>2,61***</b>	<b>4,13</b>
	<b>50</b>	<b>15,61***</b>	<b>7,87***</b>	<b>4,07</b>
<b>NEz</b>	<b>632</b>	<b>16,63**</b>	<b>5,80***</b>	<b>4,08</b>
	<b>19</b>	<b>14,74**</b>	<b>9,88***</b>	<b>4,29</b>
<b>NWz</b>	<b>837</b>	<b>15,74***</b>	<b>7,03***</b>	<b>6,08</b>
	<b>36</b>	<b>14,14***</b>	<b>11,16***</b>	<b>6,39</b>
<b>NWa</b>	<b>1833</b>	<b>17,49***</b>	<b>3,39**</b>	<b>6,37**</b>
	<b>26</b>	<b>14,68***</b>	<b>5,94**</b>	<b>7,69**</b>
<b>Wz</b>	<b>525</b>	<b>16,96</b>	<b>8,02</b>	<b>6,79</b>
	<b>12</b>	<b>16,12</b>	<b>14,67</b>	<b>7,11</b>
<b>Wa</b>	<b>1415</b>	<b>18,47</b>	<b>4,02</b>	<b>6,64</b>
	<b>10</b>	<b>17,49</b>	<b>4,54</b>	<b>7,73</b>
<b>H</b>	<b>1034</b>	<b>18,98**</b>	<b>1,70</b>	<b>7,11</b>
	<b>12</b>	<b>16,64**</b>	<b>5,35</b>	<b>6,93</b>

Die hochwassergekoppelten Luftdruckmuster weisen grundlegend kühlere Temperaturen auf als die allgemeinen Muster. Besonders ausgeprägt ist dieser Unterschied für die Muster NWa. Die jeweils höchstsignifikanten Temperaturwerte sowohl für das allgemeine als auch für das hochwassergekoppelte Muster unterscheiden sich im Mittel um 2,7° C. Höchstsifigikante Niederschlagsabweichungen können für die Muster Na/Nz, NEa/NEz und NWz indiziert werden. Dabei treten besonders die Muster Nz und Wz mit den höchsten Differenzbeträgen zwischen allgemeinem und hochwassergekoppeltem Muster in den Vordergrund. Für den zirkulationsinternen Parameter Intensität kann nur für das Muster NWa eine signifikante Abweichung zu den Mittelwerten festgestellt werden (vgl. Tab. 5.10).

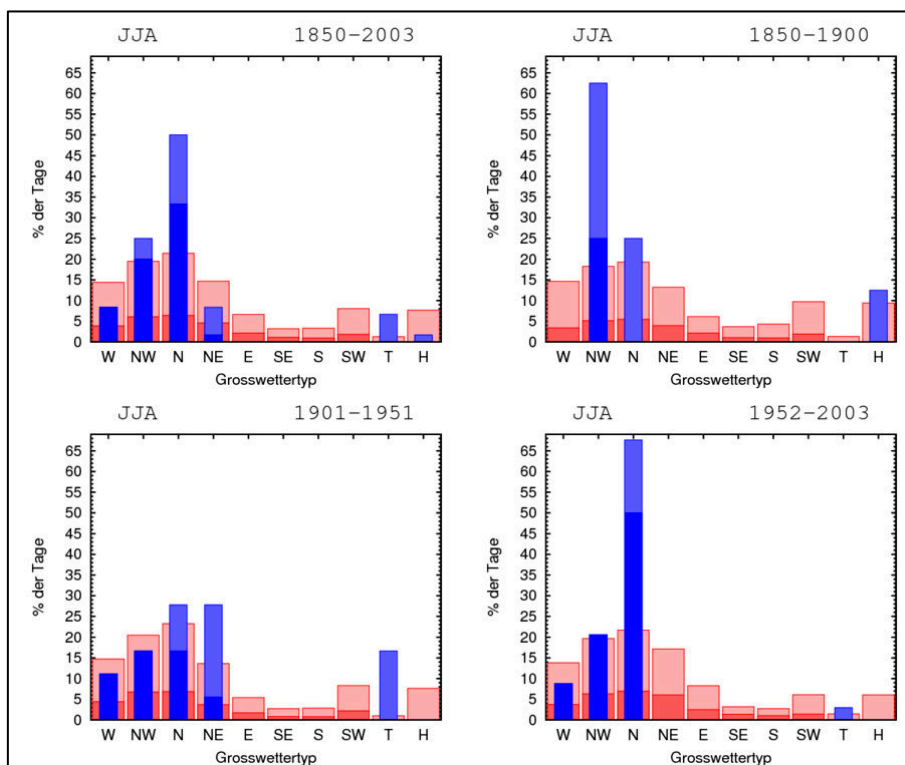
#### **Ausgewählte Einzugsgebiete innerhalb des BAV**

Die mittleren Verhältnisse für das BAV können weiter, nach den jeweiligen Einzugsgebieten, regional differenziert werden. Diese Diskussion bleibt auf die direkten Donautributäre Iller, Lech, Isar und Inn beschränkt.

In Abbildung 5.96 ist die Beziehung Hochwasser/Großwettertyp für den Pegel Kempten an der Iller dargestellt. Innerhalb des gesamten Untersuchungszeitraumes ist der Großwettertyp Nz das dominante Muster der Hochwassergenese.



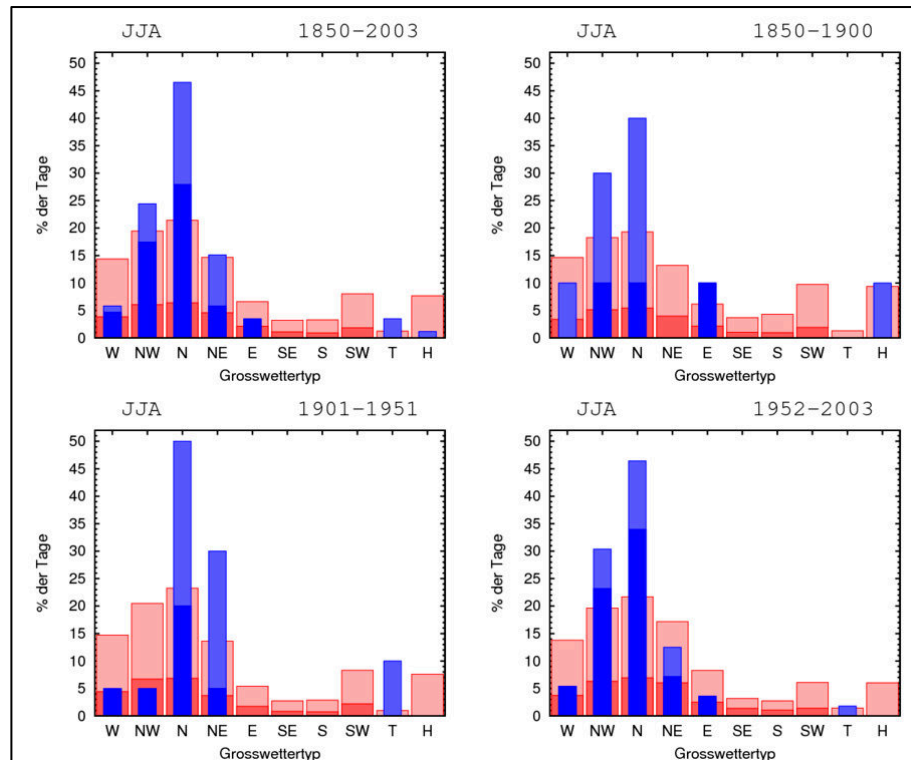
Nach abnehmenden Erklärungsanteilen folgen die Muster NWz, Na, Wa, NEa und T. Weitere Muster spielen nur eine deutlich untergeordnete Rolle. Mit Blick auf die Subphasen kann eine hohe zeitliche Variabilität konstatiert werden. In der zweiten Hälfte des 19. Jh.s können grundlegend nur vier Strömungsmuster mit der Hochwassergenese in Verbindung gebracht werden: NWa, NWz, Na und H. Die Hochwassergenese wird in dieser Subphase von antizyklonalen Lagen dominiert. Während Subphase 2 geht die Bedeutung der Großwettertypen NWa und NWz deutlich zurück, die Palette der hochwassergenetischen Großwettertypen wird um die Muster T, NWz, Wz und NEz erweitert. Während der Subphase 3 kann eine überragende Dominanz für das Muster Nz angezeigt werden, nach Erklärungsanteilen folgen die Muster NWz, Na, Wz und in stark untergeordneter Rolle das Muster T.



**Abb. 5.96:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen für das Einzugsgebiet Iller Sommer 1850 – 2003. Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwasser-gekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

In Abbildung 5.97 ist die zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertyp für den Lech seit 1850 dargestellt. Für den Gesamtzeitraum zeigt sich eine Dominanz der Großwettertypen Nz, NWz und Na. Die Subphasen 1-3 hingegen sind von starker Variabilität geprägt. Während Subphase 1 ist die häufige antizyklonale Ausprägung in der Kopplung Hochwasserentstehung/Zirkulationsmuster auffällig. Einmalig innerhalb des Vergleichs der Sub-

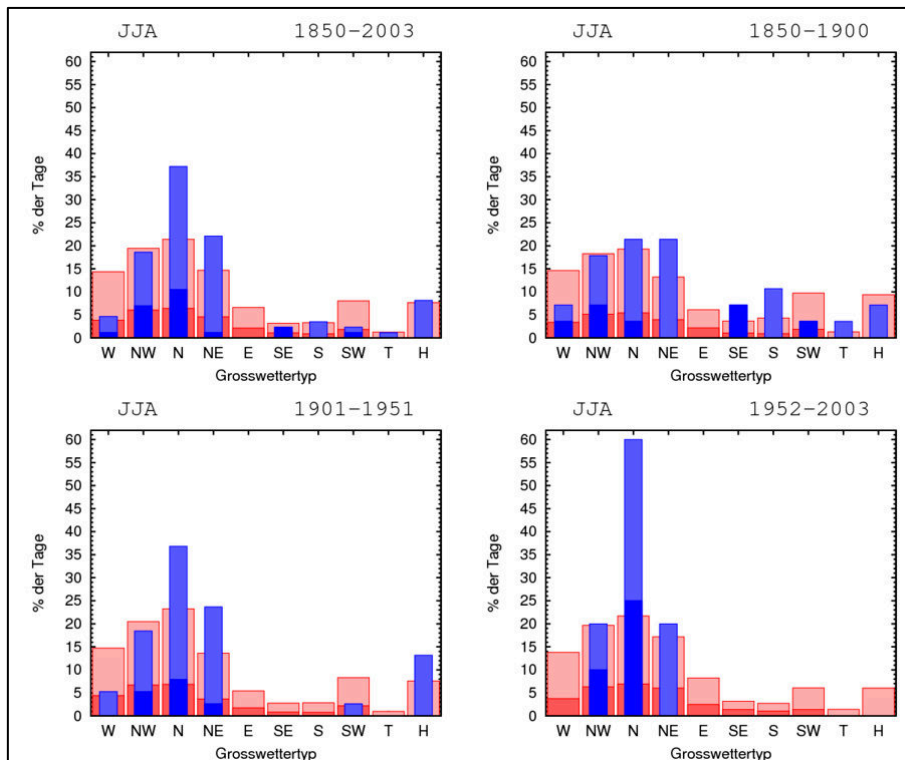
phasen gewinnt das Strömungsmuster Hoch (H) an relativer Bedeutung für die Hochwassergenese. Während Subphase 2 kann die größte Variabilität von Zirkulationsmustern an der Hochwassergenese aufgezeigt werden. Besonders auffällig ist die vergleichsweise hohe Beteiligung von Muster Tief (T) sowie die fehlende überproportionale Beteiligung einer Mustervariante, wie sie in Subphase 1 und 3 gegeben ist. Subphase 3 entspricht weitgehend den mittleren Verhältnissen für den Gesamtzeitraum, auffällig überproportional tritt das Muster Nz in Erscheinung.



**Abb. 5.97:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Sommer, Einzugsgebiet Lech zwischen 1850 – 2003. Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Die hochwassergenetischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der Isar zwischen 1850 – 2003, dargestellt in Abbildung 5.98, sind in starkem Maße von Zirkulationsmustern mit antizyklonaler Ausprägung bestimmt. Analog zu den vorab vorgestellten Einzugsgebieten dominieren wieder nördliche Großwettertypen. Während Subphase 1 können 9 Großwettertypen (ohne Berücksichtigung der Differenzierung in zyklonale respektive antizyklonale Ausprägung) unterschieden werden. Während Subphase 2 fällt die starke antizyklonale Ausprägung der hochwassergenetischen Zirkulationsmuster auf, das Muster H hat innerhalb der Subphasen einen vergleichsweise hohen Anteil an den Hochwasserfällen. Während Subphase 3 bleibt die Hochwassergenese auf 3 Großwettertypen beschränkt,

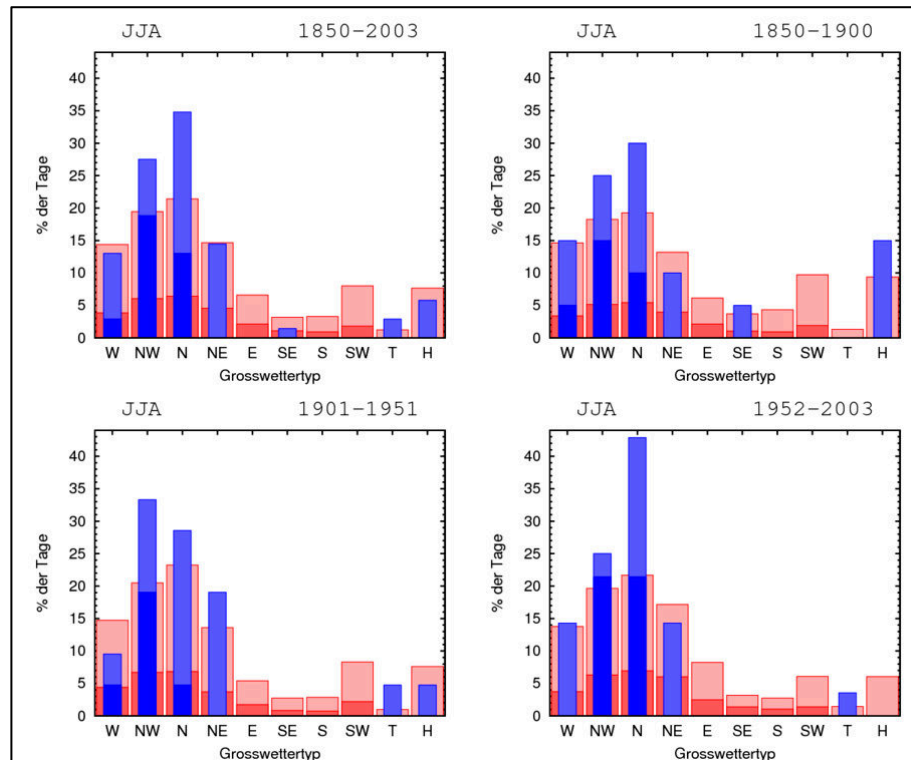
auffällig dabei ist die Dominanz der Zirkulationsmuster Na und Nz für die Hochwasserentstehung im Einzugsgebiet der Isar.



**Abb. 5.98:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Sommer, Einzugsgebiet Isar zwischen 1850 – 2003. Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwasser-gekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Für den Flussabschnitt des außeralpinen Inns lassen sich folgende hochwasserge-netischen Begleiterscheinungen der Zirkulationsdynamik konstatieren (vgl. Abb. 5.99): sowohl für den gesamten Untersuchungszeitraum (1850 – 2003) wie auch für die einzelnen Subphasen lässt sich auch hier eine Dominanz der nördlichen Zirkulationsmuster für die Hochwasserentstehung festhalten. Ein Vergleich mit den bereits vorgestellten Einzugsgebieten zeigt einen verhältnismäßig hohen Anteil an der Hochwassergenese unter Beteiligung des Großwettertyps Wa. Die Subphase 1 unterscheidet sich von den anderen Subphasen am Inn durch einen hohen Erklärungsanteil von Muster H an der Hochwassergenese. Die anschließende Subphase 2 entspricht weitgehend den mittleren Verhältnissen, wobei der Anteil antizyklonaler Ausprägung nochmals gesteigert ist (vgl. Abb. 5.99 links oben und links unten). Die letzte Subphase (3) fällt durch eine überproportionale Dominanz der Großwettertypen N (sowohl in zyklonaler wie antizyklonaler Ausprägung) auf.





**Abb. 5.99:** Zeitliche Entwicklung der Beziehung Hochwasser/Großwettertypen Sommer, Einzugsgebiet Inn (außer alpin) zwischen 1850 – 2003. Links oben: Gesamtzeitraum (1850 – 2003), rechts oben: Subphase 1 (1850 – 1900), links unten Subphase 2 (1901 – 1951) und rechts unten Subphase 3 (1952 – 2003). Rote Säulen: 100 % des Erklärungsanteils der allgemeinen Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelrot) und antizyklonale Ausprägung (hellrot). Blaue Säulen: 100% der hochwassergekoppelten Großwettertypen, differenziert in zyklonale Ausprägung (dunkelblau) und antizyklonale Ausprägung (hellblau).

Eine Gegenüberstellung der Beziehung Hochwasser/Großwettertyp für die direkten Donautributäre Iller, Lech, Isar und Inn zeigt Folgendes: der Großwettertyp N, sowohl in zyklonaler wie antizyklonaler Ausprägung, stellt im Mittel die häufigste Hochwasser begleitende bzw. auslösende Strömungskonfiguration dar. Auffällig dabei ist eine Differenzierung der Großwettertypen N nach prozentualen Anteilen und räumlich zonaler Anordnung der untersuchten Flussabschnitte. Der höchste prozentuale Anteil an der Hochwasserentstehung kommt den Großwettertypen N im westlichen Teilbereich zu und nimmt in östlicher Richtung ab (vgl. Abb. 5.96 – 5.99). Für den Einzugsbereich der Iller beträgt der Anteil 50%, es folgen die Einzugsgebiete von Lech und Isar mit rund 45% bzw. 40% Anteil und das Einzugsgebiet des (außer alpinen) Inn mit 35 % Anteil der Großwetterlagen N an der Hochwasserentstehung.

Der Vergleich zwischen der jeweils saisonalen Auswertung für die Sommermonate Juni, Juli und August auf Basis monatlicher Luftdruckfelder von 1669 – 1999 (vgl. Kapitel 5.9) sowie auf Basis täglicher Luftdruckfelder von 1850 – 2003 (siehe oben) zeigt Folgendes: Die Auswertung der rekonstruierten Luftdruckdaten nach Luterbacher et al. (2002a) und nach EMSLP3 zeigen eine allgemeine Dominanz der nördlichen Großwettertypen (NW, N, und NE) als atmo-

sphärische Rahmenbedingung für die Hochwasserentstehung im BAV auf. Ein deutlicher Unterschied kann anhand der unterschiedlichen Ausprägung der Zyklonalität aufgezeigt werden. Die Ergebnisse auf Basis der monatlichen Auflösung sind durch eine starke antizyklonale Ausprägung der Großwettertypen in Kopplung mit Hochwasserereignissen gekennzeichnet (vgl. Abb. 5.84 oben links und 5.95 oben links). Insgesamt zeigt dieser Vergleich, dass auch auf Basis monatlich rekonstruierter Luftdruckfelder plausible Ableitungen Hochwasser auslösender atmosphärischer Rahmenbedingungen der Vergangenheit (vor 1850) möglich sind.

## 6 Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde erstmalig die Hochwassergeschichte des gesamten Bayerischen Alpenvorlands (BAV) systematisch erhoben und analysiert. Der Untersuchungszeitraum umfasst einen Zeitraum vom 14. Jh. bis einschließlich 2010. Die anfänglich geringe Datendichte erfährt im Laufe der Zeit eine zunehmende quantitative und qualitative Verbesserung. Ab dem 16. Jh. kann eine weitgehend homogene bzw. konsistente Datenlage klimahistorisch deskriptiver Überlieferungen angenommen werden (vgl. z. B. Glaser 2008). Ab 1826 werden die deskriptiven Angaben mittels Lattenpegeldaten der frühen Instrumentenperiode (EIP) ergänzt und ab 1880 schließlich ersetzt.

Alle deskriptiven Überlieferungen historischer Hochwasserereignisse wurden anhand einer 3-skaligen Schadensbewertungssystematik klassifiziert. Dieses Verfahren kann mit der sog. Mercalliskala verglichen werden, einer Systematik, die in Bezug auf die Quantifizierung von Erdbeben anhand von Schadensbildern zunehmend an Bedeutung erfährt. Die Schadensklassifikation wurde, zur Gewährleistung einer Vergleichbarkeit zwischen den deskriptiven und instrumentellen Daten, für die EIP ab 1826 adaptiert. Auf Basis der 3-skaligen Schadensbewertung lässt sich mit Blick auf den anthropogen modifizierten Klimawandel festhalten, dass keine Zunahme extremer Hochwasserereignisse in der jüngeren Vergangenheit des BAV festgestellt werden konnte. Vielmehr lässt sich eine weitgehende Gleichverteilung extremer Ereignisse über die vergangenen 700 Jahre aufzeigen. Die Ausbildung von hochwasserreichen Phasen steht mit dem vermehrten Auftreten von Hochwasserereignissen der Klasse 2 (HW2) in Verbindung. Die Hochwasser der Klasse 1 (HW1) erfahren mit Beginn der EIP (ab 1826), auf Basis der quantitativ veränderten Datengrundlage, eine enorme Zunahme. Nach 1950 nehmen die HW1 im Untersuchungsgebiet signifikant ab. Dieser Rückgang kann auf den fortschreitenden Ausbau von Hochwasserschutzmaßnahmen zurückgeführt werden. Der bauliche Vollzug von Speicherseen, wie beispielsweise der Forggenseespeicher/Lech 1954, der Sylvensteinspeicher/Isar 1959 und der Grüntensee/Wertach 1962, hat sich in starkem Maße auf die Frequenz der HW1-Ereignisse ausgewirkt. Im Ergebnisteil (vgl. Kapitel 5) haben die HW1-Ereignisse mit Beginn der EIP keine Berücksichtigung gefunden (vgl. Kapitel 4.3).

Die Hochwassergeschichte des BAV ist generell durch die Abfolge von hochwasserreichen und hochwasserarmen Phasen geprägt. Insgesamt konnten für den Untersuchungszeitraum 9 hochwasserreiche und 8 hochwasserarme Phasen definiert werden. Die hochwasserreichen Phasen sind im Durchschnitt von längerer Dauer und wiederholen sich in Zeitabständen von etwa 60 bis 80 Jahren (vgl. Abb. 5.12). Mehrfach kann die Ausprägung der Hochwasserfrequenz mit klimasysteminternen und -externen Bedingungen in Verbindung gebracht werden. Eine übergeordnete Regelmäßigkeit konnte in diesem Zusammenhang nicht auf-

gedeckt werden. Vielmehr stellt sich das BAV, als Teilbereich des alpinen Großraums, als sehr sensitiv gegenüber klimatischen Veränderungen bei gleichzeitiger hoher Variabilität von Hochwasser begünstigenden Verhältnissen dar. Die hohe Variabilität wird u. a. durch die schwer zu interpretierende Rolle der NAO auf den Großraum Alpen und der Kopplung zwischen Hochwasserfrequenz und Sonnenfleckenminima bedingt (vgl. Kapitel 5.4.2.1). Während die tatsächlich beobachteten Sonnenfleckenminima des „Maunder Minimums“ und des „Dalton Minimums“ signifikant mit der Hochwasserfrequenz des BAV korreliert werden konnten, konnte dieser statistische Zusammenhang mit den indirekt rekonstruierten Sonnenfleckenminima (Wolf Minimum, Spoerer Minimum) nicht dargestellt werden.

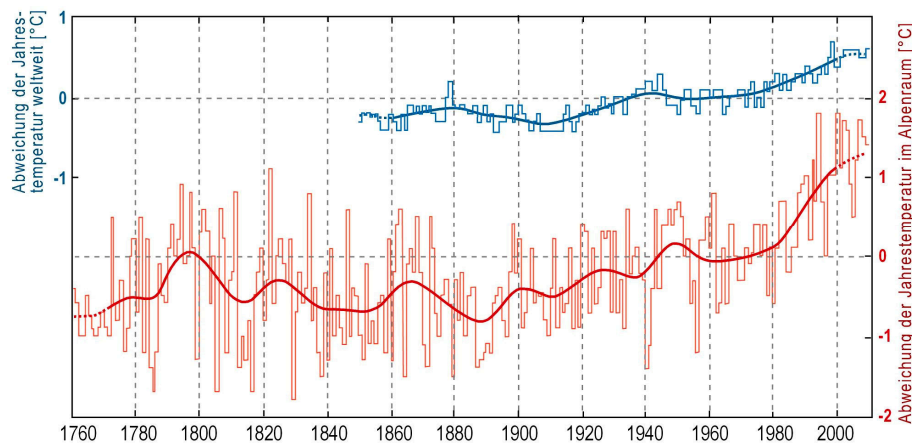
Die hochwasserreichen Phasen für das gesamte Untersuchungsgebiet BAV vor 1850 fallen in Zeitabschnitte, die im Mittel mit kühl/kalten und/oder feuchten Verhältnissen einhergehen. Eine Ausnahme dazu stellen die klimatischen Rahmenbedingungen für die Hochwasserphase PH6<sup>BAV</sup> (1730 – 1780) dar. Während dieser Hochwasserphase kann erstmals in der analysierten historischen Entwicklung keine begleitende negative Temperaturanomalie konstatiert werden. Niederschlagsanomalien, die zu Hochwasserereignissen führen, müssen nicht zwangsläufig an im Mittel feuchtere Rahmenbedingungen gekoppelt sein. Die Auswertung der Hochwassergeschichte des BAV zeigt aber, dass Hochwasser verursachende Niederschlagsanomalien meist dann gehäuft auftreten, wenn eben die Rahmenbedingungen im Mittel mit positiven Niederschlags- bzw. Feuchtanomalien zusammenfallen.

Die Jahre 1820 – 1880 sind durch eine klimatische Übergangsphase zwischen dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ (1850) und dem Beginn des „Klimaoptimums der Moderne“ (seit 1850) geprägt, die an dieser Stelle nochmals hervorgehoben werden soll. Die damit einhergehenden klimatischen Veränderungen wirken sich in starker Weise auf die Hochwasserfrequenz innerhalb des BAV aus. Die außerordentlich hochwasserreiche Phase PH7<sup>BAV</sup> (1820 – 1870) fällt exakt in diesen Übergang. Eine Verifizierung, dass diese auffällige Entwicklung nicht an Artefakte durch anthropogene Eingriffe in die Flusssysteme gebunden ist, kann mit Hilfe der parallel erhobenen deskriptiven Daten vorgenommen werden. Anhand eines Überlappungszeitraums kann eine von Pegelmessstellen unabhängige Hochwasserentwicklung nachgezeichnet werden, die auf Schäden im Raum basiert. Die untersuchungsgebietweite Installation von Pegelstationen sowie die Eingriffe in die Flusssysteme ist in Zusammenhang mit der sprunghaft zunehmenden Hochwasserhäufigkeit zu sehen, deren originärer Auslöser in einer veränderten Ausprägung der Klimavariabilität begründet liegt. Mit Beginn der Übergangsphase um 1820 kann eine zunehmende Kopplung zwischen einer positiven Ausprägung der NAO-Indexwerte und der Hochwasserfrequenz des BAV für die Sommermonate hervorgehoben werden. Die hochwasserreichen Phasen PH7<sup>SommerBAV</sup> und PH8<sup>SommerBAV</sup> finden während einer im Mittel positiven Ausprägung der NAO-Indexwerte statt. Diese Kopplung kann vor 1820 nicht indi-

ziert werden, vor der Übergangsphase finden Hochwasserphasen vornehmlich während Phasen mit negativ ausgeprägten NAO-Indexwerten statt.

Aufgrund der jahreszeitlichen Verteilung (knapp 60% der Hochwasserereignisse des BAV entfallen auf die Sommermonate) wurde im Rahmen der Analyse ein besonderer Schwerpunkt auf diese Jahreszeit gelegt (vgl. Kapitel 5.2 und 5.7). Dabei unterstreicht die subjektive Rekonstruktion historischer Wetterlagen die Dominanz meridionaler Strömungsmuster auf die Hochwassergenese im BAV (vgl. Kapitel 5.3). Direkt Hochwasser auslösend haben sich in historischer Zeit, analog zu den rezenten Verhältnissen, vielfach die sog. Vb-Wetterlagen erwiesen (vgl. Kapitel 3.3). Die Analyse der Hochwassergeschichte des BAV unter Zuhilfenahme rekonstruierter Luftdruckfelder (ab 1500) zeigt eine Dominanz nördlicher Strömungsmuster als atmosphärische Rahmenbedingung für die Hochwassergenese. Dabei lassen sich meridionalisierte Strömungen aus nördlichen Richtungen häufig als synoptische Auslöser für Hochwasserlagen mit anschließend retrograden Zugbahnen hervorheben. Eine verfeinerte Differenzierung der meridionalisierten Hochwasserlagen mit Zyklonenzugbahnen aus dem mediterranen Raum in nördliche/nordöstliche Richtung, wie in Kapitel 4.4.2 aufgeführt, konnte auf Basis der historischen Daten nicht erzielt werden.

Weitere markante Veränderungen in der Beziehung atmosphärischer Rahmenbedingungen und Hochwasserfrequenz im BAV können ab 1930, in diesem Kontext als Schwellenjahr definiert, nachgezeichnet werden. Der anthropogen modifizierte Klimawandel führt ab diesem Zeitpunkt zu einem deutlichen Wandel zwischen den, die atmosphärische Rahmenbedingungen steuernden, klimasysteminternen und -externen Faktoren und der Hochwasserfrequenz im BAV. In diesem Zusammenhang kann auf Rahmstorf & Schellnhuber (2007) verwiesen werden, die eine Dekade später, mit Beginn der 1940er Jahre, hervorheben, dass der natürlichen Variabilität der Temperaturschwankung kein Trend mehr zugewiesen werden kann (vgl. Kapitel 5.4.2). Anhand der anthropogen beeinflussten Temperaturentwicklung mit Hinblick auf die Hochwasserfrequenz im BAV lassen sich ab 1930 unterschiedliche Aspekte und Entwicklungen aufzeigen. In Abbildung 6.1 ist die globale Veränderung der Jahrestemperatur (blaue Kurve) der Temperaturveränderung für den Großraum Alpen (rote Kurve) gegenübergestellt. Dabei zeigt sich, dass der alpine Großraum wesentlich ausgeprägter als das globale Mittel auf die veränderten klimatischen Bedingungen reagiert. Die Alpen stellen generell einen Raum mit besonderer Sensitivität gegenüber klimatischen Veränderungen dar. Diese Sensitivität lässt sich anhand der mittleren Temperaturentwicklung für den Alpenraum unterstreichen. Während global betrachtet der mittlere Temperaturanstieg des 20. Jh.s etwa  $0,7^{\circ}\text{C}$  beträgt, ist der Temperaturanstieg in den Alpen nahezu doppelt so hoch ausgefallen (vgl. Rebetez & Reinhard 2007, Latif 2009).



**Abb. 6.1:** Entwicklung der mittleren Jahrestemperatur weltweit 1850–2009 (blau, linke y-Achse) und im Großraum Alpen 1760–2009 (rot, rechte y-Achse). Dargestellt sind jährliche Abweichungen vom Mittel der Jahre 1901–2000 (Stufen) und deren geglättete Trends (Linien, 31-jähriger Gauß'scher Tiefpassfilter) (verändert nach ZAMG 2011)

Die Gegenüberstellung der jeweils standardisierten 31-jährigen gleitenden Hochwasserfrequenzen von Sommer und Gesamtjahr BAV (vgl. Kapitel 5.2.1) zeigt zwei Dominanzwechsel der vergleichsinternen Bedeutung, denen jeweils markante Entwicklungen innerhalb der globalen wie untersuchungsraumbezogenen (GAR) Temperatursprägung gegenüberstehen. Ab 1930, die globale Mitteltemperatur befindet sich in einer Phase deutlich positiver Trendentwicklung, der GAR reagiert etwas zeitverzögert mit einem ausgeprägten Temperaturanstieg (vgl. Abb. 6.1), dominieren die Sommerhochwasser erstmals innerhalb der standardisierten Gegenüberstellung. Die Dominanz der Sommerhochwasser erfährt nur kurzfristig eine Unterbrechung; der Rückgang der sommerlichen Hochwasserfrequenz mit Minima um 1980 ( $NQ8^{BAV}$ ) fällt mit einer Phase stagnierender Temperaturentwicklung zusammen. Nach 1985 übernehmen die Sommerhochwasser wieder die Dominanz, die ansteigende Hochwasserfrequenz zu  $PH9^{BAV}$  fällt mit dem Ende der Temperaturstagnation und dem anschließenden Temperaturanstieg zusammen.

Mit dem Schwellenjahr 1930 können weitere Veränderungen zwischen ausgewählten Klimafaktoren und der Hochwasserfrequenz des BAV beschrieben werden. Bis 1930 konnten unterschiedliche Ausprägungen atmosphärischer Rahmenbedingungen als Indikatoren für steigende bzw. fallende Hochwasserfrequenzen herangezogen werden. Nach 1930 vollzieht sich ein Wandel zwischen diesen kausalen Zusammenhängen, der als Retrodiktionsvermögen bezeichnet wird. Mit dem Terminus Retrodiktion wird die Möglichkeit einer Nachhersage über die kausalen Zusammenhänge zwischen klimatischen Rahmenbedingungen und der Entwicklung der Hochwasserfrequenz, vor und nach der Überlagerung des natürlichen Klimasignals durch anthropogene Einflüsse, bezeichnet. Das Retrodiktionsvermögen zwischen der natürlichen Klimavariabilität und der historischen Hochwasserfrequenz im BAV erfährt trotz fehlender Regelmäßigkeit eine tiefgreifende Veränderung. Bis zu diesem Zeitpunkt konnten die hochwasserar-

men bzw. -reichen Phasen mit der Veränderlichkeit ausgewählter klimatischer Rahmenbedingungen und Ausprägungen in Beziehung gebracht werden. Ein Beispiel dafür stellt die signifikante Korrelation zwischen der Hochwasserfrequenz im BAV und der Sonnenfleckenaktivität zwischen den Jahren 1610 – 1930 dar (vgl. Kapitel 5.4.2.1).

Die Variabilität der Auftrittshäufigkeit hochwasserrelevanter Strömungskonfigurationen lässt sich seit dem Jahr 1500 anhand rekonstruierter Luftdruckdaten nachzeichnen. Auf Basis hauptkomponentenanalytisch bestimmter Strömungskonfigurationen kommt besonders zwei (von vier) hochwasserrelevanten Mustern eine gesteigerte Bedeutung zu. Die atmosphärischen Rahmenbedingungen „Tief Fennoskandien“ ( $TF^{SLP}$ ) und „Azorenkeil mit Hochdruckausläufer über Fennoskandien“ ( $AK^{SLP}$ ) haben einen sehr hohen Anteil an der Hochwassergene-se im BAV. Die Entwicklung der Zeitkoeffizienten zeigt zu- und abnehmende Bedeutung. Sie kann im Regelfall mit klimasysteminternen und/oder –externen Faktoren in Bezug gestellt werden (vgl. Kapitel 5.7.4). Im 20. Jh. zeigt das Hochwasser gekoppelte Muster  $TF^{SLP}$  nach 1950 eine deutliche Abnahme, das Muster Azorenkeil hingegen kann seit 1910 eine deutliche Zunahme verzeichnen und entspricht in übertragenem Sinn den Ergebnissen nach Gerstengarbe & Werner (2005), die eine rezente Zunahme von Hochwasserereignissen innerhalb Bayerns durch ein vermehrtes Auftreten von Trogwetterlagen (BM, TrW, TrM) und Südwestlagen (SWz) aufzeigen. Die Zunahme dieser hochwasserrelevanten Wetterlagen ist wiederum in Zusammenhang mit veränderten klimatischen Rahmenbedingungen zu sehen. Anhand der Aufzeichnungen der Bergwetterstation Hoher Peißenberg kann eine deutliche Veränderung der Auftrettsfälle der aufgeführten Wetterlagen konstatiert werden (vgl. Abb. 3.23). Zu Beginn des 20. Jh.s selten vertreten, nimmt die Anzahl Hochwasser auslösender Südwestlagen stark zu. Besonders deutlich fällt die Zunahme von Wetterlagen BM auf, die nach der letzten Temperaturstagnation um 1980 bei zunehmender Temperaturerhöhung sprunghaft in die Höhe schnellte. Das auf Basis monatlich aufgelöster Luftdruckfelder extrahierte Zirkulationsmuster  $AK^{SLP}$  kann als atmosphärische Rahmenbedingung für Trogwetterlagen interpretiert werden.

Grundlegend können für die einzelnen (Teil-) Einzugsgebiete des BAV starke regionale Unterschiede aufgezeigt werden. Dabei ist besonders die Differenzierung zwischen einem östlichen und einem westlichen Teilbereich, mit dem Einzugsgebiet der Isar als Überlappungsraum, hervorzuheben.

Trotz intensivierter Anstrengungen im Rahmen der historischen Klimaforschung ist bis heute nur ein verhältnismäßig geringer Teil historischer Schriften transkribiert und nach klimatischen Gesichtspunkten hin analysiert worden. Gerade in der gegenwärtigen Phase klimatischer Veränderungen wäre es wünschenswert, dass Entscheidungsträger das Potential und die Notwendigkeit historischer Klimaforschung anerkennen und in verstärktem Masse fördern. Extremereignisse, Gegenstand der vorliegenden Arbeit, können aufgrund ihrer sozioökonomischen Auswirkungen als weitgehend lückenlos überliefert angenommen werden. Für



ein verbessertes Verständnis der (natürlichen) Klimavariabilität ist es aber unumgänglich, die klimatische Vergangenheit weiter zu entschlüsseln und zu verfeinern. Dies kann aber nur gelingen, wenn für dieses Forschungsfeld gezielt umfangreiche Ressourcen zur Verfügung gestellt werden. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erhobenen Daten sollen, soweit sie nicht bereits aus der Kooperation mit der HISKLID stammen, im Rahmen von „Tambora“, einer interdisziplinären Wissenschaftsgemeinde zugänglich gemacht werden. Tambora ist ein DFG gefördertes Forschungsprojekt das auf Basis einer textbasierten Infrastruktur historische Klimainformationen über das Web zugänglich machen will (vgl.: <http://www.tambora.org/>).

## **Danksagung**

An dieser Stelle möchte ich mich bei all denen bedanken, die zum Werden dieser Arbeit mit beigetragen haben.

Für die erfolgreiche Antragsstellung des DFG-Projektes We 1881/4-1 sowie der Betreuung und Unterstützung möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. K.-F. Wetzel und Herrn Prof. Dr. J. Jacobeit bedanken.

Für die fachlichen Diskussionen und Unterstützung am Lehrstuhl für Physische Geographie und Quantitative Methoden der Universität Augsburg möchte ich mich, allen voran bei Frau Dr. S. Seubert, Herrn Dr. A. Phillipp, Herrn Dr. Ch. Beck, Herrn Dr. J. Rathmann, Herrn Dr. S. Grashey-Jansen und Frau Elli Wahnsiedler (Kartographie) bedanken.

Für die Datenbereitstellung möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. R. Glaser (Universität Freiburg), Herrn F.-K. Holle (ehemals WWA Bayern), Herrn A. Tönnis (WWA Donauwörth) und dem Ferdinandeum Innsbruck (in Person von Frau Dr. E. Hastaban) bedanken. Für das Zustandekommen der Kooperation mit Herrn Prof. Dr. Glaser gilt mein Dank Frau Dr. U. Beier.

Die Datenerhebung der EIP/MIP-Daten wurde durch die studentischen Hilfskräfte K. Dorn, S. Klos, Ch. Harsch, M. Kinder und A. Ehlicher tatkräftig unterstützt. Die im Rahmen des DFG-Forschungsprojektes We 1881/4-1 zustande gekommenen Diplomarbeiten von B. Lang und M. Kinder haben zu inhaltlich anregenden Diskussionen geführt.

Für die ausdauernde Unterstützung in jeglicher Hinsicht möchte ich mich besonders bei meiner Frau Cornelia sowie meiner Tochter Lea und meinen Eltern bedanken.

## 7 Literatur

Alexandré, P. (1987): Le Climat au Europe au Moyen age. – Paris 1987.

Aggasse, E. (2003): Flooding from 17th to 20th centuries in Normandy (western France) methodology and use of historical data. – In: Thorndycraft, V. R., Benito, G. Barriendos & M. C. Llasat [Hrsg.]: Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessments (Proceedings of the PHEFRAWorkshop, Barcelona, 16-19th October, 2002). Madrid. 99-105.

Allamano, P, Claps, P. & F. Laio (2009): Global warming increases flood risk in mountainous areas. – In: Geophysical Research Letters, Vol. 36, L24404, doi:10.1029/2009GL041395

Ansell, T.J., Jones, P.D., Allan, R.J., Lister, D., Parker, D.E., Brunet, M., Moberg, A., Jacobeit, J., Brohan, P., Rayner, N.A., Aguilar, E., Alexandersson, H., Barriendos, M., Brandsma, T., Cox, N.J., Della-Marta, P.M., A. Drebs, A., Founda, S., D., Gerstengarbe, F., Hickey, K., Jónsson, T., Luterbacher, J., Nordli, Ø., Oesterle, H., Petrakis, M., Philipp, A., Rodwell, M.J., Saladie, O., Sigro, J., Slonosky, V., Srnec, L., Swail, V., García-Suárez, A.M., Tuomenvirta, H., Wang, X., Wanner, H., Werner, P., Wheeler, D. & E. Xoplaki (2006): Daily Mean Sea Level Pressure Reconstructions for the European - North Atlantic Region for the Period 1850 – 2003. – In: Journal of Climate, 19, 2006. 2717-2742. doi: 10.1175/JCLI3775.1

Auer I., Böhm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersböck M., Matulla C., Briffa K., Jones P.D., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.M., Begert M., Müller-Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stastny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovic Z. & E. Nieplova (2007): HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760 – 2003. – In: Int J Climatol 27. 17-46.

Bacchi, B. & R. Ranzi (2003): Hydrological and meteorological aspects of floods in the Alps: an overview. –In: Hydrology and Earth System Sciences. Vol 7 (6). 785-798.

Bader, S. & P. Kunz (1998): Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz. – vdf Hochschulverlag AG, Zürich.

- Bahrenberg, G., Giese, E. & J. Nipper (1999): Statistische Methoden in der Geographie, Bd. 1. Univariate und bivariate Statistik. – Teubner Studienbücher, Stuttgart.
- Bahrenberg, G., Giese, E. & J. Nipper (2003): Statistische Methoden in der Geographie, Bd. 2. Multivariate Statistik. – Teubner Studienbücher, Stuttgart.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2002): Hochwasser im August 2002. –
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2005a): Hochwasser August 2005. – In: Gewässerkundlicher Jahresbericht für Bayern. –
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2005b): Klimaänderungsfaktoren bei Planungen für den Hochwasserschutz. – In: Gewässerkundlicher Jahresbericht für Bayern.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2006): Endbericht Hochwasser August 2005, August-Hochwasser 2005 in Südbayern. –
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2007a): Gewässerkundlicher Bericht Hochwasser August 2005. – Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2007b): Gewässerkundliche Verhältnisse im Jahr 2002 in Bayern – Jahresbericht. – Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2008): KLIWA – Klimawandel in Süddeutschland, Veränderung der Kenngrößen Lufttemperatur, Niederschlag und Hochwasserabfluss, Monitoringbericht 2008. –
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (LfW Bayern) [Hrsg.] (1984): 100 Jahre Wasserbau am Lech zwischen Landsberg und Augsburg. – München.
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft und Bayerisches Landesamt für Umweltschutz (LfW Bayern) [Hrsg.] (2001): Flusslandschaft Isar. – München.
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (LfW Bayern) [Hrsg.] (2003): Hochwasser Mai 1999, Gewässerkundliche Beschreibung. – München.
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (LfW Bayern) [Hrsg.] (2005): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Donaugebiet 2001. – München.

- Barriendos, M., Coeur, D., Lang, M., Llasat, M. C., Naulet, R., Lamaitre, F. & A. Barrera (2003): Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14th – 20th centuries). – In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2003) 3. 583-592.
- Barnikel, F. M., (2004): Analyse von Naturgefahren im Alpenraum anhand historischer Quellen am Beispiel der Untersuchungsgebiete Hindelang und Tegernseer Tal, Bayern. – In: *Göttinger Geographische Abhandlungen*, Heft 111.
- Bartl, S., Grünewald, U. & S. Schümberg (2008): Zur Rekonstruktion langjähriger Wasserstands- und Durchflusszeitreihen am Elbepegel Dresden. – In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 52. Jahrgang August 2008, H. 4. 198-202.
- Baumgärtner, A. (1854): Meichelbeck's Geschichte der Stadt Freising und ihrer Bischöfe. – Franz Datterer, Freising.
- Beck, Ch. (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. – *Würzburger Geographische Arbeiten*. – Hrsg.: Böhn, D., Hagedorn, H., Jäger, H. & H.-G. Wagner, Würzburg 2000.
- Beck, Ch., Jacobeit, J. & P. D. Jones (2007): Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in Central Europe since 1780. – In: *Int. J. Climatol.* 27. 473-491.
- Beer, J., Mende, W. Stellmacher, R., & O. R. White (1996): Intercomparisons of proxies for past solar variability. – In: *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the last 2000 Years*. NATO ASI Series 41. Hrsg.: Jones, P. D., Bradley R. S., & J. Jouzel. 501-517.
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M.; Llasat M. C., Frances, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V. R., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D. & B. Bobée (2004): Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. Review of Scientific Methods. – In: *Natural Hazards* 31, Netherlands. 623-643.
- Berz, G. (2001): Naturkatastrophenzunahme und globaler Klimawandel- Trends, Befürchtungen und Handlungsoptionen. – In: *PGM 2001/6*, Perthes Gotha. 6-11.
- Berz, G. (2005): Klimawandel: Kleine Erwärmung – dramatische Folgen. – In: *Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft [Hrsg. ]: Wetterkatastrophen und Klimawandel*, München. 98-105.

- Beurton, S. & A. H. Thieken (2009): Seasonality of floods in Germany. – In: Hydrological Sciences, 54 (1). 62-76.
- Bliemel, M. (1992): Die Vegetation im Illertal und ihre Nutzung durch den Menschen. – In: Kettmann, O. & U. Winkler [Hrsg. ]: Die Iller, Geschichten am Wasser von Noth und Kraft, Kronburg-Illerbeuren . 65-72.
- Böhm, O. (2004): Flussgeschichte und Hochwasserchronologie des Lechs im Raum Augsburg seit römischer Zeit. – Unveröffentlichte Diplomarbeit am Lehrstuhl für physische Geographie und Quantitative Methoden, Universität Augsburg.
- Böhm, O. & K.-F. Wetzel (2006): Flood history of the Danube tributaries Lech and Isar in the Alpine foreland of Germany. – In: Hydrological Sciences, 51 (5), October 2006, Special Issue: Historical Hydrology. 784-798.
- Börngen, M. & G. Tetzlaff [Hrsg.] (2000): Weikinn, C. – Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie, Bd. 5 (1751 – 1800).
- Börngen, M. & G. Tetzlaff [Hrsg.] (2002): Weikinn, C. – Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie, Bd. 6 (1801 – 1850).
- Börngen, M. (2003): Curt Weikins Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas. – In: Beiträge zur Klima- und Meeresforschung. Hrsg.: Chmielewski, F.-M., Folken, Th. Berlin/Bayreuth 2003. 51-58.
- Bork, H.-R. & H.-P. Piore (2000) Integrative Konzepte zum Schutz und zur dauerhaft-naturverträglichen Entwicklung mitteleuropäischer Landschaften - Chancen und Risiken, dargestellt am Beispiel des Boden- und Gewässerschutzes. – In: K.-H. Erdmann & T. J. Mager [Hrsg. ]: Innovative Ansätze zum Schutz der Natur – Visionen für die Zukunft. Springer, Berlin/Heidelberg. 63-83.
- Brázdil, R. (1998): The history of floods on the rivers Elbe and Vltava in Bohemia. –In: Pörtge, K.-H. & M. Deutsch [Hrsg. ]: Erfurter Geographische Studien - Aktuelle und historische Hochwasserereignisse. 93-108.
- Brázdil, R., Glaser R., Pfister, C., Dobrovolný, P., Antoine, J-M., Barriendos, M., Camuffo, D., Deutsch, M., Enzi, S., Guidoboni, E., Kotyza, O. & F.S. Rodrigo (1999): Flood events of selected European rivers in the sixteenth century. – In: Climatic Change, 43. 239-285.
- Brázdil, R., Glaser, R., Pfister, C. & H. Stangel (2002): Floods in Europe – A Look into the Past. – In: PAGES News, 10 (3). 21-23.

- Brázdil, R., Dobrovolný, P., Elleder, L., Kakos, V., Kotyza, O., Květoň, V., Macková, J., Müller, M., Štekl, J., Tolasz, R. & H. Valášek (2005): Historical and Recent Floods in the Czech Republic. – Masaryk University and Czech Hydrometeorological Institute. Brno, Prague.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H. & T.J. Osborn (1998): Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. – In: *Nature* 393. 450-455.
- Brosius, F. (2004): SPSS 12. – Pearson Studium, München.
- Bürger, A. (1991): Geographie und Flussbettmorphologie des Lech. – In: Stadt Augsburg Referat Umwelt und Kommunales, Amt für Grünordnung und Naturschutz [Hrsg.]: Augsburger ökologische Schriften Heft 2: Der Lech Wandel einer Wildflußlandschaft, Augsburg . 31-36.
- Bürger, K., Dostal, P., Seidel, J., Imbery, F., Barriendos, M., Mayer, H. & R. Glaser (2006a): Hydrometeorological reconstruction of the 1824 flood event in the Neckar River basin (southwest Germany). – In: *HSJ*, 51 (5) 2006, Special issue: Historical Hydrology. 864-877.
- Bürger, K., Seidel, J., Imbery, F. & P. Dostal (2006b): RIMAX-Projekt Xfloods: Analyse historischer Hochwasserereignisse für ein integratives Konzept zum vorbeugenden Hochwasserschutz. – In: *UWSF - Z. Umweltchem. Ökotox.* 18. 27-29.
- Bürger, K., Seidel, J., Dostal, P. & F. Imbery (2006c): Historic Floods as a Basis for Flood Risk Management in River Valleys. *Geographische Rundschau International Edition* 2 (2). 58-62.
- Bundesamt für Wasser und Geologie, Schweiz [Hrsg.] (1999): Analyse der Ereignisse, Studienbericht Nr. 10. – Biel.
- Bundesamt für Wasser und Geologie, Schweiz [Hrsg.] (2000a): Hochwasser 1999 – Analyse der Ereignisse. Studienbericht Nr. 10. – Biel.
- Bundesamt für Wasser und Geologie, Schweiz [Hrsg.] (2000b): Hochwasser 1999 - Analyse der Messdaten und statistische Einordnung, Zusammenfassung. –
- Bundesamt für Wasser und Geologie, Schweiz [Hrsg.] (2005) Bericht über die Hochwasserereignisse 2005, Zusammenfassung. –
- Bundesamt für Umwelt, Schweiz, Abteilung Hydrologie [Hrsg.] (2006) Einordnung von Abflussspitzen und Seehöchstständen - Hochwasserereignis August 2005. –



- Bundesanstalt für Gewässerkunde [Hrsg.] (2002): Das Auguthochwasser 2002 im Elbegebiet. – Koblenz. –
- Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Österreich (BMLFUW) & Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband (ÖWAV) [Hrsg.] (2008): Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft. –
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J. & R. Böhm (2005): Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. – In: International Journal of Climatology Volume 25, Issue 14. 1855-1880.
- Crutzen, P. J. (2002): Geology of mankind. – In: Nature, Vol 415. 23. doi:10.1038/415023a
- Deutsch, M. & K.-H. Pörtge (1998): Zur Untersuchung historischer Hochwässer der Werra im Zeitraum 1500 – 1900. – In: Mäusebacher, R. [Hrsg. ]: Stofftransport. Methodik, Modellierung, Regionale Aspekte. Jenaer Geogr. Manusk. 19, Jena. 18-19.
- Deutsch, M. & K.-H. Pörtge (1999): Historischer Hochwässer der Werra (1500 – 1900). – In: Symposium Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen (Tagungsband), Universität Karlsruhe (TH). 62-64.
- Deutsch, M. & K.-H. Pörtge (2001): Deutsch, M. & K.-H. Pörtge (2001): Historical floods in Thuringia on the example of the flood in Langensalza on the 15th June 1815. – In: Hlavinková, P. & J. Munzar [Hrsg. ]: Nature and society in regional context, 4th Moravian Geographical Conference CONGEO '01, Brno/ Czech Republic. 16-23.
- Deutsch, M. & K.-H. Pörtge (2002): Erfassung und Bewertung historischer Hochwasserereignisse in Thüringen am Beispiel der Gera, In: Fiedler, F., Nestmann, F. & M. Kohler [Hrsg. ]: Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen, Proceedings zum Symposium am 11. und 12. Oktober 1999 in Karlsruhe. 185-212.
- Deutsch, M. & K.-H. Pörtge. (2003): Hochwasserereignisse in Thüringen. – In: Schriftenreihe der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) Nr. 63, Jena.
- Deutsch, M. (2000): Zum Hochwasser der Elbe und Saale Ende Februar/Anfang März 1799. – In: Pörtge, K.-H., M. Deutsch & H. Teltscher [Hrsg. ]: Erfurter Geographische Studien Beiträge zum Hochwasserschutz in Vergangenheit und Gegenwart. 7-44.

- Deutsch, M., Böhner, J., Pörtge, K.-H. & K. Tilman Rost (2004): Untersuchung historischer Hochwasserereignisse in Thüringen – dargestellt am Beispiel der Werra. – In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Vol 135. Borntraeger Berlin, Stuttgart August 2004. 11-23.
- Dostal, P., K. Bürger, J. Seidel, R. Glaser, H. Mayer, F. Imbery & D. Riemann (2007): Lernen aus der Vergangenheit: Historische Hochwasseranalyse – ein Beitrag für den heutigen Hochwasserschutz. – In: Ber. Dt. Landeskunde, Bd. 81(3). 233-245.
- Dükher von Haßlaw, F. [Hrsg.] (1666): Salzburgische Chronica. – Salzburg.
- DWD [Hrsg.] (2002a): Das Niederschlagsgeschehen in Mitteleuropa in den ersten 12 Tagen des August 2002. –
- DWD [Hrsg.] (2002b): Das Niederschlagsgeschehen in Mitteleuropa, Vergleich zum klimatologischen Mittel. –
- DWD [Hrsg.] (2002c): Extreme precipitation amounts in Central Europe. –
- DWD [Hrsg.] (2002d): Zeitlicher Verlauf der täglichen Niederschlagshöhen in Mitteleuropa zwischen dem 1. und 13. August 2002. –
- Easton, C. (1928): Les hivers dans l'Europe occidentale. – Leyden
- Efthymiadis, D., Jones, P., Briffa, K., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Frei, C. & J. Schmidli (2006). Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800 – 2003. – In: Journal of Geophysical Research 111 (D1). doi: 10.1029/2005JD006120.
- Fliri, F. (1998): Naturchronik von Tirol. – Innsbruck.
- Flohn, H. (1949): Klima und Witterungsablauf in Zürich im 16. Jahrhundert. – Vierteljahresschrift der Naturforschenden Ges. Zürich, 94 28-41.
- Flohn, H. (1950): Klimaschwankungen im Mittelalter und ihre historisch-geographische Bedeutung. – In: Berichte zur dt. Landeskunde, 7. 347-357.
- Flohn, H. (1954): Witterung und Klima in Mitteleuropa. – In: Forsch. Dt. Landeskunde, 78.
- Flohn, H. (1967): Klimaschwankungen in historischer Zeit. –In: von Rudloff, H. [Hrsg.]: Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen (1670). Die Wissenschaft, Bd. 122, F. Vieweg & Sohn, Braunschweig. 81-90.

- Flohn, H. (1979): Zwei Bayerische Wetterkalender aus der Reformationszeit. In: Wiss. Mitteil. Meteorol. Inst. München, 35. 173-177.
- Flohn, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. – Wissenschaftliche Buchgenossenschaft, Darmstadt.
- Flohn H. (1993): Climatic evolution during the last millennium; what can we learn from it? – In: J. A. Eddy & H. Oeschger. [Hrsg.]: Global Changes in the Perspective of the Past. John Wiley & Sons Ltd. 295-316.
- Folland, C. K., Knight, J, Linderholm, H. W., Fereday, D., Ineson, S. & J. W. Hurrell (2008): North Atlantic Oscillation: Past, Present and Future. – In: Journal of Climate, Vol. 22. 1082-1103.
- Frei, Ch. (2005): August-Hochwasser 2005 – Analyse der Niederschlagsverteilung. – [Hrsg.: Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie (MeteoSchweiz).
- Fricke, W. & Kaminski U. (2002): Ist die Zunahme von Starkniederschlägen auf veränderte Wetterlagen zurückzuführen? – GAW Brief des Deutschen Wetterdienstes Nr. 12 /2002.
- Gebhardt, H., Glaser, R., Radtke, U. & P. Reuber [Hrsg.] (2007): Geographie. Physische Geographie und Humangeographie. – München.
- Gerstengarbe, F.-W. & P. C. Werner (2005): Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881 – 2004), nach Hess, P. & H., Brezowsky, 6., verbesserte und ergänzte Auflage. – Hrsg.: Gerstengarbe, F.-W., PIK (Potsdam Institute for Climate Impact Research) Report No. 100.
- Glaser, R. & H. Hagedorn (1990): Die Überschwemmungskatastrophe von 1784 im Maintal. Eine Chronologie ihrer witterungsklimatischen Voraussetzungen und Auswirkungen. – In: Die Erde, H. 121. 1-14.
- Glaser, R. (1996): Data and Methods of Climatological Evaluation. – In: Historical Climatology HSR (Historical Social Research), 21 (4). 56-88.
- Glaser, R. (1997): On the course of temperature in central Europe since the year 1000 AD. – In: Soc. Res. 22. S. 59-87.
- Glaser, R (1998): Historische Hochwässer im Maingebiet - Möglichkeiten und Perspektiven auf der Basis der Historischen Klimadatenbank Deutschland (HISKLD) Erfurter Geogr. Arb., Bd.7. 109-128.

- Glaser, R., Bayer, U. & C. Beck (1999): Die Temperaturentwicklung in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000. – Tübinger Geographische Studien. Heft 125. 23-46.
- Glaser, R., Jacobeit, J., Deutsch, M. & H. Stangel (2002): Hochwasser als historisches Phänomen. – In: Rundgespräche der Kommission für Ökologie der bay. Akademie der Wissenschaft, Bd. 24 Hochwasser und Ökologie – Katastrophe oder Chance? 15-30.
- Glaser, R. & H. Stangl (2003a): Floods in central Europe since 1300. – In: V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos & M.C. Llasat [Hrsg.]: Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002). 93-98.
- Glaser, R. & H. Stangel (2003b): Historical Floods in the Dutch Rhine Delta. – In: Natural Hazards and Earth System Sciences, Issue 3. 605-613.
- Glaser, R. (2003): Besprechung Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850 - Hydrographie Band 1, Teil 5 (1751-1800). – In: Meteorologische Zeitschrift Band 12, Heft 1. 64
- Glaser, R., Beck, Ch. & H. Stangl (2004a): Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland. – In: DWD Klimastatusbericht 2003. 55-67.
- Glaser, R. & H. Stangl (2004b): Eine kurze Geschichte des Klimas und der Katastrophen. – In: Marburger Geogr. Schriften 140. 68-85.
- Glaser, R. & H. Stangl (2004c): Floods in Central Europe . – In: Thorndycraft, V. R., Benito G., Barriendos M. & M.C. Llasat [Hrsg.]: Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19<sup>th</sup> October.
- Glaser, R. (2008): Klimageschichte Mitteleuropas, 1200 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. – 2. Auflage. Darmstadt.
- Groos, W. (1967): Beiträge zur Topographie von Alt-Augsburg. – 21. Bericht der Naturforschenden Gesellschaft Augsburg.
- Grünewald, U. (2002): „Oderflut 1997“ – „Weichselflut 2001“ - „Elbeflut 2002“ „...kann das noch Zufall sein?“. – In: Schriftenreihe des DKKV No. 26, Die Gefahrentage des DKKV Leipzig 2002/Potsdam 2002. 62-67.
- Grove, J. M. (1988): The Little Ice Age. – London, New York.

- Habbe, K. A. (1995): Das deutsche Alpenvorland. – In: Physische Geographie Deutschlands. In: H. Liedtke & J. Marcinek [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands. 2., durchgesehene Aufl., Gotha 1995. 439-475.
- Häckel, H. (2008): Meteorologie. – UTB, Stuttgart.
- Hauf, E. (1952): Die Umgestaltung des Innstromgebietes durch den Menschen. – Hrsg.: Innwerk AG München/Töging.
- Hellbrück, J. & Fischer, M. (1999): Umweltpsychologie. – Hogrefe, Göttingen.
- Hellmann, G. & Elsner, G.V. (1911): Meteorologische Untersuchungen über die Sommerhochwässer der Oder. – Veröffentlichungen des Königlich Preussischen Meteorologischen Instituts 230. Behrend & Co. Textband: I-XI, 1-235; Atlas: 55 Taf., Berlin.
- Hellmann, G. [Hrsg.] (1901): Met. Beobachtungen v. 14. – 17. Jhdt. – Neudruck von Schriften und Karten über Met. u. Erdmagnetismus (13). Berlin.
- Hellmann, G. [Hrsg.] (1921): Die Meteorologie in den deutschen Flugschriften und Flugblättern des 16. Jh.s. – Abh. Preuss. Akad. Wiss. Phy.-math. Klasse, 1. Berlin.
- Hellmann, G. [Hrsg.] (1922): Beiträge zur Geschichte der Meteorologie. – Nr. 13 Geschichte des Hundertjährigen Kalenders, Bd. III. Berlin.
- Hellmann, G. [Hrsg.] (1924): Versuch einer Geschichte der Wettervorhersage im 16 Jhdt. – Abh. Preuss. Akad. Wiss. Phy.-math. Klasse, 1. Berlin.
- Hendl, M. (1995): Klima. – In: H. Liedtke & J. Marcinek [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands. 2., durchgesehene Aufl., Gotha 1995. 23-118.
- Herzog, J. & G. Müller-Westermeier (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. – In: Ber Dtsch Wetterdienst 202, Offenbach.
- Hess, P.; Brezowsky, H. (1977): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1976. – 3. verbesserte und ergänzte Aufl. Ber. Dt. Wetterd. 15 (113).
- Hirschboeck, K. K. (1988): Flood Hydroclimatology. – In: V.R. Baker, R.C. Kochel & P.C. Patton [Hrsg.]: Flood Geomorphology. John Wiley, New York 1988. 27-49.
- Historische Kommission der Bayerischen Akademie der Wissenschaften [Hrsg.] (1862 – 1968): Die Chroniken der deutschen Städte. – 37 Bände. Hirzel Leipzig, Perthes Stuttgart/Gotha, Schünemann Bremen.

- Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A Kattenberg and K. Maskell [Hrsg.] (1996): *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. – Cambridge University Press.
- Hoyt, D. V. & K. H. Schatten (1997): *Group Sunspot Numbers: A New Solar Activity Reconstruction*. – In: *Solar Physics* 181 (1998). 491-512.
- Hübner, L. (1792): *Beschreibung der hochfürstlich-erzbischöflichen Haupt- und Residenzstadt Salzburg und ihrer Gegenden*. – Erster Band, Topographie, Salzburg 1792, im Verlag des Verfassers.
- Hurrell, J. W. (1996): *Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature*. – In: *Geophys. Res. Letters* 23. 665-668.
- Hurrell, J. W. & H. van Loon (1997): *Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation*. – In: *Clim. Change* 36. 301-326.
- Internationale Kommission zum Schutz der Oder gegen Verunreinigung [Hrsg.] (1999): *Odereinzugsgebiet, Das Hochwasser 1997*. – Wrocław 1999.
- Institut für Angewandte Geodäsie [Hrsg.] (1994): *Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, orohydrographische Ausgabe*. – 2. Auflage.
- Jansen, E., J. Overpeck, K.R. Briffa, J.-C. Duplessy, F. Joos, V. Masson-Delmotte, D. Olago, B. Otto-Bliesner, W.R. Peltier, S. Rahmstorf, R. Ramesh, D. Raynaud, D. Rind, O. Solomina, R. Villalba and D. Zhang (2007): *Palaeoclimate*. – In: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller [Hrsg.]: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacobeit, J., Beck, Ch., Philipp A. (1998): *Annual to Decadal Variability in Climate in Europe*. – Würzburger Geographische Manuskripte, Heft 43.
- Jacobeit, J., Wanner, H., Koslowski, G. & M. Gudd (1999): *European surface pressure patterns for months with outstanding climatic anomalies during the sixteenth century*. – In: *Climatic Change* 43. 201-221.
- Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher, M. Nonnenmacher & H. Wanner (2003a): *Links between flood events in Central Europe since AD 1500 and the large-scale atmospheric circulation*. – In: V. R.Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos & M.C. Llasat [Hrsg.]: *Palaeofloods, Historical Data and Climatic*

- Variability: Applications in Flood Risk Assessment (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002). 269-274.
- Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher & H. Wanner (2003b): Links between flood events in Central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. – In: *Geophysical Research Letters*, 30 (2003). 1172-1175.
- Jacobeit, J., Wanner, H., J. Luterbacher, Beck, C., Philipp, A. & K. Sturm (2003c): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. – In: *Climate Dynamics* 20. 341-352.
- Jacobeit, J., Glaser, R., Nonnenmacher, M. & H. Stangl (2004a): Hochwasserentwicklung in Mitteleuropa und Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation. – In: *Geographische Rundschau*, Band 56, Heft Nr. 1, 26-35.
- Jacobeit, J., R. Glaser, M. Nonnenmacher & H. Stangl (2004b): Mitteleuropäische Hochwasserentwicklung im Kontext atmosphärischer Zirkulationsschwankungen. - In: G. Gönnert et al. [Hrsg.]: *Proceedings "Klimaänderung und Küstenschutz"*, Hamburg. 31-41.
- Jacobeit, J., Philipp, A. & M. Nonnenmacher (2006): Atmospheric circulation dynamics linked with prominent discharge events in Central Europa. –In: *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 51, Number 5. Special Issue Historical Hydrology. 946-965.
- Jacobeit, J., Rathmann, J., Philipp, A. & P. D. Jones (2009): Central Europe precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. – In: *Meteorologische Zeitschrift* 18. 397-410.
- Jones, P. D., Jónsson, T. & D. Wheeler (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17. 1433-1450.
- Jones, P. D., Briffa, K. R., Barnett, T. P. & S.F.B. Tett (1999): High-resolution paleoclimatic records for the last millenium: Interpretation, integration, and comparison with General Circulation Model control-run Temperatures. – In: *The Holocene* 8. 455-471.
- Kalnay, E., Kanamitus, M., Kitsler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Ire-dell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowaik, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. & J. Dennis (1996): The NCEP/NCAR 40-years Reanalysis Project. – In: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, No. 3. 437-470



- Kästner, W. (1997): Was macht eine Großwetterlage zur Hochwasserlage in Bayern. – In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 41 (1997). 107-112.
- Kern, H. (1971): Meteorologische Ursachen der Entstehung von Hochwässern in Bayern. – In: Berichte zur deutschen Landeskunde, Bd. 45, 1971, 2.183-192.
- Keller, R. [Hrsg.] (1979): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland.
- Klebelberg, R., von (1952): Aus der Hochwassergeschichte Tirols. – In: Tiroler Heimatblätter, Heft 7/9. Innsbruck. 106-108.
- Komitov, B. & V. Kaftan (2004): The Sunspot Activity in the Last Two Millenia on the Basis of Indirect and Instrumental Indexes: Time Series Models and Their Extrapolations for the 21st Century. – In: Proceedings of the International Astronomical Union (2004), Cambridge University Press. 113-114 doi:10.1017/S1743921304005307
- Kreiß, J.-P., Neuhaus, G. (2006): Einführung in die Zeitreihenanalyse. – Springer Berlin Heidelberg.
- Lamb, H. H. (1977): Climate: Present, past and future. – Vol. 2., Methuen, London.
- Lamb, H. H. (1980): Weather and Climate Patterns of the Little Ice Age. – In: Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 149-160.
- Lamb, H. H. (1982): Climate History and the modern World. – Methuen & Co., London.
- Lang, B. (2010): Statistische Analyse zur Zirkulationsdynamik von Extremereignissen. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Lehrstuhl für Physische Geographie und Quantitative Methoden, Universität Augsburg.
- Lassen, K. & E. Friis-Christensen (1995): Variability of the solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climat. – In: Journal of Atmos. Terr. Phy. 57. 835-845.
- Latif, M. (2009): Klimawandel und Klimadynamik. – UTB Stuttgart.
- Lean, J. & D. Rind (1998): Climate forcing by changing solar radiation. – In: J. Clim. 11. 3069-3094.

- Lean, J. & D. Rind (1999): Evaluating sun-climate relationships since the little ice age. – In: *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 61. 25 -36.
- Liedtke, H. & J. Marcinek [Hrsg.] (1995): *Physische Geographie Deutschlands*. – 2., durchgesehene Aufl., Klett, Gotha.
- Lietzmann, D. H. & D. K. Aland (1934): *Zeitrechnung der römischen Kaiserzeit, des Mittelalters und der Neuzeit für die Jahre 1-2000 nach Christus*. –
- Liljequist, G. H. & Cihak, K. (1984): *Allgemeine Meteorologie*. – Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden.
- Lohenstein, H. (1996): *Formale Semantik und natürliche Sprache*. – VS Verlag für Sozialwissenschaften.
- Luterbacher, J., Rickli, R., Tinguely, C., Xoplaki, E., Schüpbach, E., Dietrich, D., Hüsler, J., Ambühl, M., Pfister, C., Beeli, P., Dietrich, U., Dannecker, A., Davies, T.D., Jones, P.D., Slonosky, V., Ogilvie, A.E.J., Maheras, P., Kolyva-Machera, F., Martin-Vide, J., Barriendos, M., Alcoforado, M.J., Nunes, M.F., Jónsson, T., Glaser, R., Jacobeit, J., Beck, C., Philipp, A., Beyer, U., Kaas, E., Schmith, T., Barring, L., Jönsson, P., Rácz, L. & H. Wanner (1999): Monthly mean pressure reconstruction for the Late Maunder Minimum Period (AD 1675-1715) based on Canonical Correlation Analysis. – In: *Int. J. of Climatol.*, 20/10. 1049-1066.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobeit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutz, C. & H. Wanner (2002a): Reconstruction of Sealevel Pressure fields over the eastern North Atlantic and Europe back to 1500. – In: *Climate Dynamics* 18. 545-561.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. & H. Wanner (2002b): Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. – In: *Atmospheric Science Letters*.
- Malberg (2007): *Meteorologie und Klimatologie*. – Berlin / Heidelberg / New York.
- Manley, G. (1974): Central England temperatures: Monthly means 1659 to 1973. – In: *Quart. J. R. Met. Soc.* 100. 389-405.
- Mann, M. E, Bradley, R. S. & M. K. Hughes (1998): Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. – In: *Nature* Vol. 392. 779-787.

- Mayr, G. (1912): Die Lechhochwasserkatastrophe 1910. – Verlag der Stadtgemeinde, Augsburg.
- Mendel, H.G., Fischer, P. & A. Hermann (1997): Hochwasser – Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht. – Bundesanstalt für Gewässerkunde 1022, Koblenz.
- Messerli, B., Zumbühl, K., Ammann, H., Kienholz, H., Oeschger, H., Pfister, C. & M. Zurbuchen (1975): Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. – In: Zeitschrift für Gletscherkunde 11. 3-110.
- MeteoSchweiz [Hrsg.] (2006): Starkniederschlagsereignis August 2005. –
- Meynen, E. [Hrsg.] (1961): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Teil 1 und 2. – Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen 1953–1962.
- Militzer, S. (1998): Klima - Umwelt - Mensch. Band I – III. – Abschlußbericht zum DFG-Projekt MI-493, Leipzig.
- Mudelsee, M., Börngen, M., Tetzlaff, G. & U. Grünewald (2003): No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. – In: Nature, Vol. 425. 166-169.
- Mudelsee, M., Börngen, M., Tetzlaff, G. & U. Grünewald (2004): Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway “Zugstrasse Vb”. – In: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 109. doi:10.1029/2004JD005034
- Mudelsee, M. & Tetzlaff, G. (2006): Hochwasser und Niederschlag in Deutschland: Die Notwendigkeit von Langfristbeobachtungen unter räumlicher Hochauflösung. – 7. Deutsche Klimatagung, München.
- Müller, N. (1991): Auenvvegetation des Lech bei Augsburg und ihre Veränderungen infolge von Flussbaumaßnahmen. – In: Stadt Augsburg, Referat Umwelt und Kommunales, Amt für Grünordnung und Naturschutz [Hrsg.]: Augsburger Ökologische Schriften (1991): Der Lech, Wandel einer Wildflusslandschaft. 80-101.
- Newig, J. (2004): Die Küstengestalt Nordfrieslands im Mittelalter nach historischen Quellen. – In: Geographie der Meere und Küsten, Coastline Reports 1 (2004). S. 23-36.
- Norlind, A. (1914): Einige Bemerkungen über das Klima der historischen Zeit nebst einem Verzeichnis mittelalterlicher Witterungserscheinungen. – Lunds Universitets Arsskrift, N. F. AFD. 1. Bd, Nr. 1.

- Nowotny, P. (1999): Die Iller und ihr Tal. – Immenstadt.
- Nowotny, P. (2001): An den Ufern der Wertach. – Immenstadt.
- Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C. & H. Wanner (2006). Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. – In: *Climate Dynamics*, Volume 26, No. 4. 387-405.
- Penck, A. & E. Brückner (1901 – 1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände. Leipzig.
- Pfister, C. (1984): Klimageschichte der Schweiz 1525 – 1860. – Haupt, Bern/Stuttgart.
- Pfister, C. (1988): Historische Umweltforschung und Klimageschichte. Mit besonderer Berücksichtigung des Spätmittelalters. – In: *Siedlungsforschung*, Band 6. 113-127.
- Pfister, C. (1995): Das Klima der Schweiz von 1525 – 1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft. Bd. 1: Klimageschichte der Schweiz 1525 – 1860. Bd. 2: Bevölkerung, Klima und Agrarmodernisierung 1525 – 1860. – In: *Academica helvetica*, Band 6.
- Pfister, C. (1996): Häufig, selten oder nie. Zur Wiederkehrperiode der grossräumigen Überschwemmungen im Schweizer Alpenraum seit 1500. – *Jb. d. Geogr. Ges. Bern*, Bd. 59. 139-149.
- Pfister, C. (1998): Von Reykjavik bis Sevilla. Erste Ergebnisse einer europäischen Klimageschichte der letzten 500 Jahre auf der Basis von historischen Schriftquellen. – In: 51. Deutscher Geographentag Bonn 1997, Band 3. 146-153.
- Pfister, C. (1999): Wetternachhersage. – Haupt Bern/Stuttgart.
- Pfister, C. & R. Brázdil (1999): Climatic variability in the sixteenth century Europe and its social dimension. – In: *Clim. Change* 43. 5-53.
- Philipp, A. & J. Jacobeit (2003): Das Hochwasserereignis in Mitteleuropa im August 2002 aus klimatologischer Perspektive. – In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 147. Jahrgang, Titel: Wasser, 2003/6.
- Pichler, H. & R. Steinacker (1986): On the synoptics and dynamics of orographically induced cyclones in the Mediterranean. – *Meteorol. Atmos. Phys.* 36. 108-117.

- Pilgram, A. (1788): Untersuchungen über das Wahrscheinliche der Wetterkunde durch vieljährige Beobachtung. – Wien.
- Plattner, C. (2004): Ableitung des Winterniederschlags in den Jahren 2002 – 2004 am Vernagtferner aus Geländemessungen sowie flächendifferenzierte Betrachtung der Schneeverteilung unter Verwendung und Erstellung von GIS Anwendungen. – Diplomarbeit LMU München, Lehrstuhl für Geographie und Landschaftsökologie.
- Pötzsch, Ch. G. (1784): Chronologische Geschichte der großen Wasserfluthen des Elbstromes seit tausend und mehr Jahren. – Dresden.
- Pohl, R. (2007): Auswertung von Wasserspiegellagenberechnungen mit historischen Datensätzen für die Hochwasseranalys. – In: Wasserwirtschaft 5/2007, DWA. 16-20.
- Rahmstorf, S. & Schellnhuber, H. J. (2007): Der Klimawandel. – Verlag C. H. Beck München.
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. – In: Ber Dtsch Wetterdienst 212, Offenbach.
- Raster, B. (1979): Nutzung und anthropogene Veränderung des Lechs in historischer Zeit. – Unveröffentlichte Dissertation, Würzburg 1979.
- Rathmann, J. (2009): Klima- und Zirkulationsvariabilität im südhemisphärischen Afrika seit Beginn des 20. Jahrhunderts. – Geographica Augustana 6.
- Rebetez, M. & M. Reinhard (2007): Monthly air temperature trends in Switzerland 1901–2000 and 1975–2004. – In: Theor. Appl. Climatol. (2007). doi 10.1007/s00704-007-0296-2.
- Reist, Th., Weingartner R. & J. Gurtz. (2002): Neue Wege bei der Beschreibung alter Hochwasser – „Die Wassernot im Emmental am 13. August 1837“. – In: Wasser & Boden, 54/10, Berlin Blackwellverlag. 50-54.
- Richman, M.B. (1986): Rotation of principal components. – J. Climatology 6: 293-335.
- Rohr, Ch. (2004): Hochwässer und Sturmfluten in der Geschichte – Zentrale Fragestellungen. – In: VO Kulturgeschichte: Leben am Wasser, leben mit dem Wasser, Teil 6.
- Rohr, Ch. (2006a): Leben mit der Flut – Zur Wahrnehmung, Deutung, und Bewältigung von Überschwemmungen im niederösterreichischen Raum (13.-

16. Jahrhundert). In: MÖ Institut für Landeskunde [Hrsg.]: Kriege – Seuchen – Katastrophen. 63-114.
- Rohr, Ch. (2006b): Measuring the frequency and intensity of floods of the Traun River (Upper Austria), 1441 -1574. – In: Hydrological Sciences, 51 (5), October 2006, Special Issue: Historical Hydology. 834-847.
- Rohr, Ch. (2008): Extreme Naturereignisse im Ostalpenraum. Naturerfahrung im Spätmittelalter und am Beginn der Neuzeit. – Reihe: Umwelthistorische Forschungen 4. Böhlau Köln 2007.
- Rudolf, B. & C. Simmer (2002): Niederschlag, Starkregen und Hochwasser. – DWD.
- Rümelin, B. & M. Eckoldt (1998): Das Donaugebiet. – In: Eckoldt, M. [Hrsg.]: Flüsse und Kanäle. Die Geschichte der deutschen Wasserstrassen, Hamburg 1998. 94-334.
- Scheunenpflug, L. (1993): Die Wertach und ihre Geschichte. – In: Plötzl, W [Hrsg.]: Landschaft und Natur. Der Landkreis Augsburg, Band 1, Augsburg.
- Scheurmann, K. (1980): Die flußmorphologische Entwicklung der Salzach von der Saalachmündung bis zur Mündung in den Inn. – Hrsg.: Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft. München 1980.
- Schiechtl, H. (1982): Flusssanierung durch Wasserkraftausbau an Lech und Wertach – Eine Volkswirtschaftlich sinnvolle Lösung. – In: Mitt. Just. Wasserwesen HSBw Bd. 6, 1982. 61-89.
- Schiller, H. (1977): Hochwasseruntersuchungen Inn. Hochwasser der Jahresreihe 1840 – 1975. In: Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft [Hrsg.].
- Schilling, W., Zimmermann, R., Ringler, A. & A. Hartlieb (2008): Wertach vital – Gesamtkonzept zur Verbesserung von Ökologie, Hochwasserschutz und Landschaftsbild. – In: Minor, H.-E. [Hrsg.]: Internationales Symposium: Neue Anforderungen an den Wasserbau, Mitteilungen 208 VAW, ETH Zürich. 823-834.
- Schönwiese, C.-D. (2006): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. – Borntraeger, Stuttgart.
- Schönwiese, C.-D. (2008): Klimatologie. – 3. Auflage, UTB Stuttgart.
- Schorn, J. († 1937): Unveröffentlichte Naturwissenschaftliche Regesten Tirols. – Nachlassverwaltung Ferdinandeum Innsbruck.

- Schulze, H. [Hrsg.] (1982): Alexander Weltatlas . – Klett, Stuttgart.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G. Kromer, B. Schüssler M. & J. Beer (2004): An unusually active Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. – In: Nature, Vol. 431, No. 7012. 1084-1087.
- Sonklar, K., Edler von Innstaedten (1883): Von den Überschwemmungen. – A. Hartleben's Verlag, Wien, Pest, Leipzig.
- Stadt Augsburg [Hrsg.] (2009): Statistisches Jahrbuch der Stadt Augsburg 2009.
- Stahleder, H. (1995 – 2005): Chronik der Stadt München. – 3 Bände, Dölling und Galitz Verlag, München.
- Steinacker, R. (1991): Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation. – Institut für Meteorologie und Geophysik Universität, Wien.
- Sturm, K., Glaser, R., Jacobeit, J., Deutsch, M., Brázdil, R., Pfister, C., Luterbacher, J. & H. Wanner (2001): Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. – In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 145. 14-27.
- Strobl, Th., Haimerl, G. & R. Huber (2003): Neue Bemessungshochwasser – Gründe und Konsequenzen. – Lehrstuhl und Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft, TU München.
- Sudhaus, D., Bürger, K., Dostal, P., Imbery, F., Seidel, J., Konold, W., Mayer, H. & R. Glaser (2008): Rekonstruktion historischer Hochwasserabflüsse anhand meteorologischer und hydrologischer Daten. – In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 52. Jahrgang August 2008, H. 4. 198-202.
- Tafferer, A. (1988): Strahlstromstruktur und Leezyklogenese. – Universität München, Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilung Nr. 59. München 1988.
- Tetzlaff, G., Börngen, M., Mudelsee, M. & A. Raabe (2002): Das Jahrtausendhochwasser von 1342 am Main aus meteorologisch-hydrologischer Sicht. – In: Wasser & Boden, 54. Jahrgang, 10/2002. 41-49.
- Thorndycraft, V. R., Benito G., Barriendos M. & M.C. Llasat [Hrsg.] (2003): Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability. – Applications in Flood Risk Assessment Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19<sup>th</sup> October.



- Unbehauen, W. (1971): Die Hochwasserabflußverhältnisse der Bayerischen Donau. – In: Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde in München [Hrsg.]: Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch Nr. 30.
- van Bebbber, W. J. (1891): Die Zugstraßen der barometrischen Minima. – In: Meteor. Z. 361-366.
- Vogtherr, Th. (2006): Zeitrechnung. – C.H. Beck Wissen, 2. Auflage.
- Walker, G. T. (1924): Correlations in seasonal variations of weather. – In: Memories of the Indian Met. Department, 24. 275-332.
- Wanner, H., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Rickli, R., Salvisberg, E. & Ch. Schmutz (2000a): Klimawandel im Schweizer Alpenraum. – Zürich.
- Wanner, H., Holzhausen, H., Pfister, C. & H. Zumbühl (2000b): Interannual to century scale climate variability in the European Alps. – In: Erdkunde, Band 54, Heft Nr. 1. 62-69
- Wanner, H., Beck, C., Brázdil, R., Casty, C., Deutsch, M., Glaser, R., Jacobeit, J., Luterbacher, J., Pfister, Ch., Pohl, S., Sturm, K., Werner, P. C., & E. Xoplaki (2004): Dynamic and socioeconomic aspects of historical floods in Central Europe. – In: Erdkunde 2004 Vol. 58, Nr. 1. 1-16.
- Wasserwirtschaftsamt Passau (Hrsg.) (2004): Das Hochwasser im Jahre 1954. –
- Wattenbach, W. [Hrsg.] (1851): Ann. S. Rudberti (1375 – 1398) Salisburgenses. –In: MGH SS 9.
- Wegele, L. (1974): Augsburg sowie es war. – Dorste Verlag, Düsseldorf.
- Weikinn, C. (1958): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850. – Band I. Akademie Verlag, Berlin.
- Weikinn, C. (1960): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850. – Band II. Akademie Verlag, Berlin.
- Weikinn, C. (1961): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850. – Band III. Akademie Verlag, Berlin.
- Weikinn, C. (1963): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850. – Band IV. Akademie Verlag, Berlin.
- Weischet, W. & Endlicher W. (2000): Regionale Klimatologie, Teil 2. – Teubner, Stuttgart, Leipzig.

- Werner, A. (1999): Die Nordatlantik-Oszillation und ihre Auswirkung auf Europa. – Diplomarbeit, Institut Meteorologische Geophysik, Universität Frankfurt/Main.
- Werner, P. C. (2002): Zur Berücksichtigung der Persistenz in meteorologischen Zeitreihen. – In: PIK Report No. 75, Angewandte Statistik. Hrsg.: Gerstengarbe, F.-W. (2002), Potsdam Institute for Climate Impact Research. 43-54.
- Wetzstein, G. (2002): Die Hydrologie von Inn und Donau. – In: Ratusny, A [Hrsg.]: Passauer Kontaktstudium Erdkunde 6, Flusslandschaften an Inn und Donau., Passau 2002. 55- 61.
- Wilhelm, F. (1992): Stellung der Flüsse im Wasserkreislauf. – In: Geographie und Schule, Band 14, Heft Nr. 75. 2-13.
- Willems W. & H.-B. Kleeberg (2000): Hochwassertrends in Bayern und Thüringen. – In: Deutsch, M., Pörtge, K. H. & S. Teltscher [Hrsg.]: Erfurter Geographische Studien, Bd. 9,. Beiträge zum Hochwasser/Hochwasserschutz in Vergangenheit und Gegenwart. 91-107.
- Wirth, S. (1993): Flußfunde aus Augsburg. – In: Acta Praehistorica et Archaeologica (25). 211-242.
- Zacher, Fr. X. (1948): Geschichte der Stadt Plattling. – Filser Verlag München-Pasing.
- Zauner , J. Th. (1796 – 1826): Chronik von Salzburg. – 4. Teil .
- Zillner, F. von (1885): Geschichte der Stadt Salzburg. – Druck von J. Dellache, Salzburg.
- Zinke, G. (1995): Anthropogene Veränderung der hydrographischen Verhältnisse der Saale im Stadtgebiet von Halle unter besonderer Berücksichtigung der Hochwasserproblematik. – In. Hallesches Jahrbuch Geowiss., Bd. 17, Halle/S. 21-33.
- Zinke, G. (2003): Die Hochwasserverhältnisse der Stadt Halle an der Saale unter besonderer Berücksichtigung historischer Quellen, In: Hallesches Jahrb. Geowiss., Bd. 22, S. 1-25.
- Zinnburg, K. (1977): Salzschiffer und Schifferschützen von Laufen-Oberndorf. – Salzburg.

## Internetquellen

- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2009): Historische Hochwasserereignisse. –  
<http://www.lfu.bayern.de/wasser/fachinformationen/hochwasserereignisse/historisch/index.htm/> (24.11.09)
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU Bayern) [Hrsg.] (2010): Wasserbilanzen. –  
<http://www.lfu.bayern.de/wasser/fachinformationen/wasserbilanzen/> (11.08.2010)
- Börngen, M. & G. Tetzlaff (2000-2007): Säkulare Änderungen im Hochwasserge-schehen Mitteleuropas. – Beschreibung DFG Projekt.  
[http://www.uni-leipzig.de/~meteo/FORSCHUNG/fo\\_hochw.html](http://www.uni-leipzig.de/~meteo/FORSCHUNG/fo_hochw.html) (16.12.08)
- Bundesamt für Naturschutz (BfN): Landschaftssteckbrief. –  
[http://www.bfn.de/0311\\_landschaft.html?regionid=2/](http://www.bfn.de/0311_landschaft.html?regionid=2/) (27.02.2010)
- Climatic Research Unit (CRU): North Atlantic Oscillation (NAO), Data. –  
<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao/> (03.03.2011)
- Earth System Research Laboratory (ESRL NOAA): NCEP/NCAR Reanalysis 1.–  
<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (05.08.2011)
- Endlicher, W. & F.-W. Gerstengarbe [Hrsg.] (2009): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. –  
<http://edoc.hu-berlin.de/miscellanies/klimawandel> (03.03.2011)
- Institut für Geographie Universität Augsburg (IGUA): ADVICE - Annual to Decadal Variability in Climate in Europe. –  
[http://www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo/projekte/klima/3\\_advice/](http://www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo/projekte/klima/3_advice/) (03.03.2011)
- Institut für Geographie Universität Augsburg (IGUA): Extreme 1500 - Extreme hydrologische Ereignisse in Mitteleuropa seit 1500. –  
<http://www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo/projekte/klima/extreme/> (03.03.2011)

Institut für Geographie Universität Augsburg (IGUA): European and North Atlantic daily to multidecadal climate variability (EMULATE). –  
[http://www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo/projekte/klima/0\\_emulate/](http://www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo/projekte/klima/0_emulate/) (03.03.2011)

GLOWA-Danube (2001 – 2011): Ein Forschungsprojekt im Rahmen von GLOWA. –  
<http://www.glowa-danube.de/de/home/home.php> / (12.02.2011)

HISKLID (2005 –2011): Historische Klimadatenbank. –  
<http://www.hisklid.de/> (22.09.2010)

Institut für Geographie Universität Augsburg (IGUA): HISKLIDCore - Historical Climatology Database Collaborative Research Enviroment  
<http://www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo/projekte/klima/hisklidcore/> (27.05.2011)

Hochwassernachrichtendienst Bayern (HND Bayern): Hochwassernachrichtendienst. –  
<http://www.hnd.bayern.de/> (18.02.2010)

Leibnitz-Rechenzentrum (LRZ): Bayerische Gletscher. –  
<http://www.lrz-muenchen.de/~bayerischegletscher/index.htm> / (11.04.2010)

Leibnitz-Rechenzentrum (LRZ): Allgemeine Angaben zum Vernagt-Einzugsgebiet. –  
<http://www.lrz.de/~a2901ad/webserver/webdata/vernagt/vernagt.html>  
(12.08.2010)

Leibnitz-Rechenzentrum (LRZ): Wie wichtig sind die Gletscher für die Wasserführung der Alpenflüsse? –  
<http://www.lrz.de/~a2901ad/webserver/webdata/Fhelp/Abfluss.html> /  
(11.02.2011)

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA): Introduction to Paleoclimatology: What is Paleoclimatology? –  
[http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/primer\\_proxy.html](http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/primer_proxy.html) (04.01.2010)

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA): Sunspot Numbers. –  
<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/ssndata.html> (06.10.2010)

Wasserwirtschaftsamt Donauwörth (WWA Donauwörth): Wertach vital. –  
[http://www.wwa.don.bayern.de/projekte\\_und\\_programme/wertach\\_vital/index.htm](http://www.wwa.don.bayern.de/projekte_und_programme/wertach_vital/index.htm) / (23.01.2010)

Wasserwirtschaftsamt Kempten (WWA Kempten): Gewässerentwicklungsplan Forggensee. –  
[http://www.wwa.ke.bayern.de/projekte\\_und\\_programme/seen/forggensee/hochwasserschutz.htm/](http://www.wwa.ke.bayern.de/projekte_und_programme/seen/forggensee/hochwasserschutz.htm/) (19.01.2010)

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG): Sonnenaktivität mittelfristig. –  
[http://www.zamg.ac.at/klima/Klimawandel/Klimasystem/Sonnenaktivitaet\\_mittelfristig/](http://www.zamg.ac.at/klima/Klimawandel/Klimasystem/Sonnenaktivitaet_mittelfristig/) (08.03.2011)

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG): Lufttemperatur - Entwicklung in Etappen. –  
[http://www.zamg.ac.at/klima/Klimawandel/Klimavergangenheit/Aktuelle\\_Entwicklungen/Lufttemperatur/](http://www.zamg.ac.at/klima/Klimawandel/Klimavergangenheit/Aktuelle_Entwicklungen/Lufttemperatur/) (08.03.2011)

# Lebenslauf

## Persönliche Daten

Name: Oliver Böhm  
Geburtsdatum: 05.08.1972  
Geburtsort: Augsburg

## Wissenschaftlicher Werdegang

1997 – 2005 Studium der Physischen Geographie an der Universität Augsburg,  
Abschluss: Diplom Geograph

Thema der Diplomarbeit: Flussgeschichte und Hochwasserchronologie des Lechs im Raum Augsburg seit römischer Zeit

seit 2006 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl für Physische Geographie und Quantitative Methoden, Universität Augsburg.

2006 – 2009 DFG-Forschungsprojekt (We 1881/4-1): Hochwassergeschichte nordalpiner Flüsse und ihr Zusammenhang mit Klimageschichte und atmosphärischer Zirkulation

seit 2010 Lehre & Forschung

## **Erklärung**

Ich versichere, dass ich der selbständige Verfasser der vorliegenden Arbeit bin, andere als die von mir angeführten Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die aus anderen Schriftwerken wörtlich oder sinngemäß entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Augsburg, den 05.12.2011

---

(Oliver Böhm)